

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA**

**ESTUDIO NUMÉRICO DEL CONTRASTE TÉRMICO OCÉANO-
CONTINENTE ASOCIADO AL INICIO DEL MONZÓN DE AMÉRICA
DEL NORTE**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta:

CUAUHTÉMOC TURRENT THOMPSON

Ensenada, Baja California, México, diciembre del 2009.

TESIS DEFENDIDA POR
Cuauhtémoc Turrent Thompson
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dra. María Tereza Cavazos Pérez
Directora del Comité

Dr. Julio Sheinbaum Pardo
Miembro del Comité

Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra
Miembro del Comité

Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina
Miembro del Comité

Dr. Michael W. Douglas
Miembro del Comité

Dr. Jesús Manuel Figueroa Rodríguez
*Coordinador del programa de
posgrado en Oceanografía Física*

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

1 de diciembre de 2009.

RESUMEN de la tesis de **Cuauhtémoc Turrent Thompson**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS en Oceanografía Física. Ensenada, Baja California. Diciembre del 2009.

**ESTUDIO NUMÉRICO DEL CONTRASTE TÉRMICO OCÉANO-CONTINENTE
ASOCIADO AL INICIO DEL MONZÓN DE AMÉRICA DEL NORTE**

Resumen aprobado por:

Dra. María Tereza Cavazos Pérez

El contraste térmico océano-continente (CTOC) asociado al Monzón de América del Norte es abordado como el elemento central de una hipótesis para explicar la variabilidad interanual de la fase inicial del monzón. Se propone como un nuevo índice de la intensidad inicial del monzón el promedio de la convergencia del flujo de humedad verticalmente integrado dentro de la zona núcleo del monzón durante la primera quincena de junio, calculada a partir de los campos diarios del Reanálisis Regional de América del Norte (*NARR*, por sus siglas en inglés) del periodo 1979–2006. Las correlaciones entre ese índice de intensidad y otros campos relevantes del *NARR* se utilizan para proponer un índice del CTOC asociado al monzón, así como para proponer una hipótesis del mecanismo dinámico que relaciona al CTOC con la intensidad del monzón. Esta hipótesis considera al gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California que se forma durante la temporada monzónica por la presencia de la baja térmica del desierto de Sonora y que es responsable de activar la corriente de chorro de niveles bajos sobre el golfo que transporta hacia la zona núcleo la mayor parte de la humedad asociada al monzón. Se presenta evidencia que sugiere que la hipótesis del CTOC local es independiente del mecanismo remoto deducido en estudios previos para explicar el efecto modulador de la temperatura superficial del Océano Pacífico sobre la variabilidad interanual del monzón.

En la segunda parte de esta tesis se utiliza el modelo atmosférico regional *MM5* para probar la hipótesis del CTOC mediante un análisis de sensibilidad de los procesos relevantes a cambios en la temperatura superficial del mar (TSM) del Golfo de California y el Océano Pacífico adyacente. Se aplicaron forzamientos idealizados y graduales a la TSM regional de hasta $\pm 3^{\circ}\text{C}$ y $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$ y se encuentra que la respuesta mecánica de la tropósfera concuerda con la hipótesis propuesta, pues la TSM regional tiene un efecto modulador sobre el gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California. Los resultados numéricos muestran también que las anomalías negativas (positivas) de la TSM favorecen el aumento (la disminución) de la intensidad de la circulación media de niveles bajos (> 850 mb), dirigida hacia la zona núcleo del monzón sobre el golfo y las planicies costeras adyacentes. Sin embargo, las respuestas termodinámicas de la tropósfera también son importantes, de tal forma que modifican los resultados esperados bajo la hipótesis propuesta. El forzamiento idealizado de la TSM produce procesos de evaporación y condensación que alteran la cantidad total de vapor de agua presente en el dominio de integración y la estabilidad estática de la capa planetaria. Bajo las condiciones de forzamiento, observamos cambios muy pequeños en la precipitación continental con respecto a los patrones de las simulaciones de

control sin forzamiento, lo que sugiere que la respuesta termodinámica de la tropósfera cancela el efecto de la respuesta mecánica sobre el continente. Por otro lado, la precipitación aumentó (disminuyó) sobre el centro oceánico de acción del CTOC en respuesta al calentamiento (enfriamiento) diabático.

Palabras Clave: *Monzón de América del Norte, contraste térmico océano-continente, variabilidad interanual, MM5*

ABSTRACT of the thesis presented by **Cuahtémoc Turrent Thompson** as a partial requirement to obtain the DOCTOR OF SCIENCE degree in Physical Oceanography. Ensenada, Baja California. December, 2009.

NUMERICAL STUDY OF THE LAND-SEA THERMAL CONTRAST ASSOCIATED TO THE NORTH AMERICAN MONSOON ONSET

The land-sea thermal contrast (LSTC) associated to the North American Monsoon is analyzed as the central element of a hypothesis for the interannual variability of monsoon onset. The mean convergence of the vertically integrated moisture flux vector in the core monsoon region during June 16–30, calculated from North American Regional Reanalysis (NARR) daily fields for the period 1979–2006, is proposed as a new index for the initial intensity of the monsoon. Correlations between that intensity index and other relevant NARR fields are used to propose an index of the LSTC associated to the monsoon, and a hypothesis for the dynamic mechanism that relates the LSTC to the initial intensity of the monsoon. This hypothesis involves the surface pressure gradient along the Gulf of California that occurs during the monsoon season due to the presence of the thermal low region over the Sonora Desert, and that drives the low level jet over the gulf that transports into the core region most of the moisture associated to the monsoon. Evidence is presented that suggests that the local LSTC hypothesis is independent of the remote mechanism inferred in previous studies to explain the modulating effect that the Pacific Ocean sea surface temperature has over the interannual variability of the monsoon.

In the second part of this thesis, the MM5 regional atmospheric model is used to test the LSTC hypothesis by way of a sensitivity analysis of the relevant processes to changes in the sea surface temperatures (SST) of the Gulf of California and the adjacent Pacific Ocean. We apply idealized and gradual forcings to the regional SST of up to $\pm 3^{\circ}\text{C}$ and $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$, and find that the mechanical response of the troposphere agrees with the proposed hypothesis, as the regional SST has a modulating effect over the surface pressure gradient along the Gulf of California. The numerical results also show that negative (positive) SST anomalies favor an increase (decrease) of the intensity of the time-mean low level circulation (> 850 mb) flowing into the monsoon core region over the gulf and adjacent coastal plains. However, the thermodynamic responses of the troposphere are also important, and modify the results expected under the proposed hypothesis. The idealized SST forcing triggers evaporation and condensation processes that alter the total amount of water vapor present in the numerical domain, as well as the static stability of the planetary boundary layer. Under the SST-forced conditions, we observe very small changes in the continental precipitation, with respect to the distribution obtained in the control runs without forcing, which suggests that the thermodynamic response of the troposphere canceled the effect of the mechanical response over the continent. In contrast, precipitation increased (decreased) over the oceanic region of the LSTC in response to the diabatic heating (cooling).

Keywords: *North American Monsoon, land-sea thermal contrast, interannual variability, MM5.*

DEDICATORIA

a mis padres
Antonio y Martha

a mis herman@s
Ana y Cuitlahuac

a mi compañera de viaje
Nirari

con amor y agradecimiento profundos



Una leyenda

Una leyenda que se pierde en los rincones que abundan en el latido moreno de las tierras de este continente, cuenta que los dioses plantaron acá el **mañana**.

Que el mundo estaba cabal, y no había Mandón ni mandado.

Que el Sol despertaba y descansaba en las montañas que bordan las orillas de la casa grande de los **hombres y mujeres de maíz**.

Que la noche era el tiempo para el brillo de la otra luz que nacía de las pieles que, encontrándose, parían **mundos enteros** en todos los rincones.

Que la madrugada era el espacio para guardar las **maravillas** que ahora son manchadas con la palabra **imposible**.

Que entonces las sombras estaban sembradas así nomás, vestidas en veces de árbol, piedra, nube, palabra, esperando la luz que les diera vida y paso.

Y cuentan que fue dada la riqueza hecha **tierra, agua, aire, vida**, y que fueron dados también los Guardianes para que para todos y todas fuera, para que no muriera.

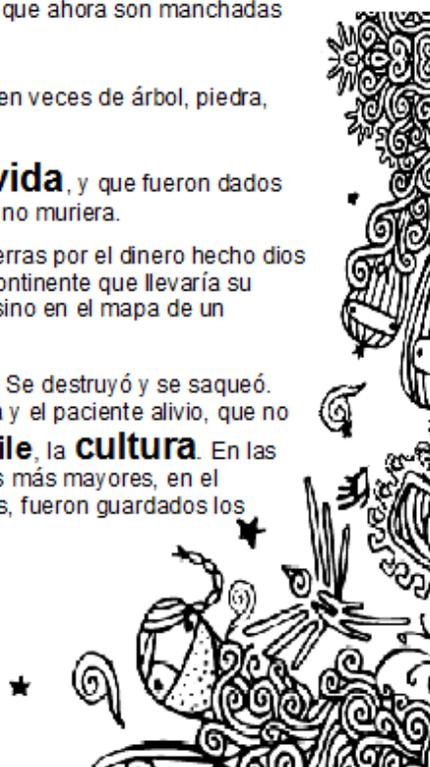
Cuentan también que, después de invadidas y conquistadas estas tierras por el dinero hecho dios y ejército, cuando el europeo Américo Vespucio dibujó el mapa del continente que llevaría su nombre, estaba pensando no en la cartografía de un mundo nuevo, sino en el mapa de un **tesoro**.

Y sobre el tesoro se arrojó la jauría con ropas de sotana y armadura. Se destruyó y se saqueó. La tierra, la Madre, adolorida, ordenó a sus Guardianes la resistencia y el paciente alivio, que no la cura, de la cobija de la **lengua**, el **vestido**, el **canto**, el **baile**, la **cultura**. En las naguas y las trenzas de las mujeres, en los dobleces de la piel de los más mayores, en el asombro de los niños, en la digna rebeldía de sus hombres y mujeres, fueron guardados los recuerdos...pero no de lo que fue, **sino de lo que será**.

La **resistencia** floreció, **florece**.

Pero la historia de arriba vuelve a ofrecernos, como salida, la mentira que ni cura ni alivia 100, 200 años después.

Subcomandante Insurgente Marcos



Agradecimientos

A la Directora de Tesis: Dra. María Tereza Cavazos Pérez, por compartir sus conocimientos y revisar detalladamente cada aspecto de esta tesis y por su paciencia y apoyo constantes.

Al Comité de Tesis: Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina, Dr. Julio Sheinbaum Pardo, Dr. Alejandro Francisco Parés Sierra y Dr. Michael W. Douglas, por sus valiosos comentarios y sugerencias a este trabajo.

Al Dr. Christopher L. Castro, por las observaciones aportadas durante varias conversaciones a este trabajo.

Al CICESE por el apoyo económico otorgado para asistir a múltiples congresos y cursos, una beca interna y por el uso del *cluster* Catavinya.

Al CONACyT por el financiamiento otorgado a través de una beca de posgrado (número de registro 112075) y un proyecto de Ciencia Básica SEP-Conacyt 2005.

Al Centro Nacional de Supercómputo del IPICYT por permitirnos el uso del equipo Cray XD1 para realizar las simulaciones numéricas con el modelo *MM5*.

CONTENIDO

	Página
Resumen en español	i
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Contenido	vi
Lista de Figuras	viii
Capítulo I. El Monzón de América del Norte	1
I.1 Introducción.....	1
I.2 Escalas de variabilidad asociadas al MAN.....	4
2.1 Escala diurna.....	5
2.2 Escala sinóptica.....	6
2.3 Escala intraestacional.....	8
2.4 Escala interanual.....	9
I.3 Hipótesis y objetivos.....	14
Capítulo II. El Contraste Térmico Océano-Continente y la Variabilidad Interanual del MAN	15
II.1 Introducción.....	15
II.2 Datos.....	17
II.3 Un índice para la intensidad inicial del MAN.....	19
II.4 El contraste térmico océano-continente.....	21
II.5 Conexión dinámica.....	25
II.6 TSM: efectos locales vs remotos.....	29
II.7 Discusión y conclusiones.....	32
Capítulo III. Análisis numérico de la sensibilidad del MAN a forzamientos idealizados de la TSM	34
III.1 Introducción.....	34
III.2 Metodología de modelación.....	37
2.1 Configuración del modelo <i>MM5</i>	37
2.2 Validación.....	44
2.2.1 Modelo de la superficie terrestre <i>NOAH</i>	44
2.2.2 Relajamiento Newtoniano.....	44
2.2.3 Campos medios.....	48
III.3 Diseño experimental.....	62
III.4 Análisis de sensibilidad a la TSM.....	62
4.1 Marco teórico: ecuaciones de Clausius-Clapeyron y de Energía Termodinámica.....	64

CONTENIDO (*continuación*)

4.2 Simulaciones de control sin forzamiento de años húmedos y secos.....	66
4.3 Resultados numéricos de sensibilidad a forzamientos de la TSM.....	69
III.5 Conclusiones.....	85
Capítulo IV. Discusión y Conclusiones.....	87
Trabajo futuro.....	93
Literatura citada.....	94

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Topografía de la región de influencia del MAN en el noroeste de México y suroeste de EUA.	2
2	Climatología de la precipitación estacional (mm) en el noroeste de México (1980–2000).	3
3	Esquema de una sección transversal (longitud vs presión, a 27.5°N) de los elementos de la circulación asociados al MAN.	4
4	Evolución temporal del anticiclón de altura asociado a la fase inicial del MAN.	5
5	Campos climatológicos de presión a nivel del mar de (a) invierno (DEF) y (b) verano (JJA). Los cuadros inferiores muestran los campos climatológicos correspondientes de viento a 10m de (c) invierno y (d) verano.	6
6	Observaciones de radar del ciclo diario de la intensidad de la precipitación.	7
7	Isocronos del borde exterior de un pulso de humedad que ocurrió entre el 13 y el 16 de julio de 1972. (Adaptada de la figura original de Brenner, 1974).	8
8	Trayectorias de todas las depresiones y tormentas tropicales y huracanes del Océano Pacífico Oriental durante el periodo 1970–2007.	9
9	Promedio climatológico (1980–2000) de la precipitación total del periodo (a) junio 1–15 y (b) junio 16–30 en el noroeste de México. (c) Diferencia entre la precipitación inicial promedio del MAN (junio 16–30) de los cinco monzones mas húmedos (1990, 2003, 1984, 1999, 1989) y la de los cinco mas secos (1983, 1987, 2004, 1992, 1982) dentro del periodo de estudio (1979–2006).	11

LISTA DE FIGURAS (*continuación*)

Figura		Página
10	Evolución temporal de la diferencia entre compuestos de las fases positiva y negativa de <i>ENSO</i> del promedio de 30 días (centrado en las fechas indicadas) de la altura geopotencial de 500 mb del reanálisis de <i>NCEP-NCAR</i> .	13
11	Series de tiempo de los índices de la convergencia del flujo de humedad (CFH) en la zona núcleo del MAN y del contraste térmico océano-continente (CTOC).	20
12	Correlación entre el índice de la CFH y la precipitación acumulada (16 junio – 15 julio), durante el periodo 1979–2004.	21
13	Secciones verticales de los flujos de humedad climatológicos, basados en el periodo 1979–2006, antes del inicio de la temporada monzónica (segunda quincena de mayo, a–d) y durante la etapa inicial (segunda quincena de junio, e–h).	22
14	Correlación entre el índice de la CFH y diferencias horizontales medias durante la segunda quincena de junio de promedios espaciales de ΔZ .	24
15	Climatologías diarias del CTOC asociado al MAN y del balance $P - E$ promediado espacialmente sobre la zona núcleo, basadas en los campos del <i>NARR</i> para el periodo 1979–2006.	25
16	Compuestos de anomalías diarias del CTOC asociado al MAN de los 5 años más húmedos (curva continua) y los 5 años más secos (curva punteada).	26
17	Diferencia compuesta de la temperatura superficial media durante la segunda quincena de junio, basada en los 7 años con los inicios más húmedos y secos del periodo de estudio (1979–2006).	27
18	Correlación entre el índice del gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California (Δp) y la magnitud del flujo de humedad superficial ($ qU $ a 10m).	28

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
19	Los cuadros superiores muestran la sección vertical, a lo largo de la frontera sur de la zona núcleo, del flujo de humedad (qv) medio durante la segunda quincena de junio para (a) 1983 (el año con el inicio más seco del periodo de estudio), (b) el promedio climatológico basado en el periodo 1979–2006 y (c) 1990 (el año con el inicio más húmedo). Los cuadros inferiores muestran la distribución de la precipitación acumulada correspondiente durante el periodo 16 junio – 15 julio.	30
20	Correlación entre el índice de la CFH y anomalías promedio de la TSM para (a) la primera quincena de mayo y (b) la segunda quincena de junio, basada en el periodo 1982–2006.	31
21	Representación esquemática del modelo hidrológico de superficie <i>NOAH/OSU</i> , acoplado al modelo atmosférico <i>MM5</i> .	40
22	(a) Malla computacional utilizada en las simulaciones del modelo <i>MM5</i> ; la resolución horizontal es de 32 km. Se muestra también el detalle de la topografía de la región del Golfo de California representada por (b) la malla computacional del <i>MM5</i> y (c) por una base de datos de alta resolución.	41
23	Comparación entre el promedio mensual para junio del 2004 de tres bases de datos de la TSM. (a) Compuesto de observaciones hechas por los sensores <i>MODIS</i> de los satélites Aqua y Terra; (b) y (d) promedios correspondientes calculados a partir del campo de temperatura superficial del <i>NARR</i> y del conjunto de datos <i>OISST-V2</i> (Reynolds <i>et al.</i> , 2002), respectivamente; en (c) y (e) se muestran las diferencias absolutas entre el campo promedio de <i>MODIS</i> y los de <i>NARR</i> y <i>OISST-V2</i> .	42
24	Series de tiempo de diferencias absolutas de (a) la humedad específica a 2 m, (b) la temperatura a 2 m y (c) la presión al nivel del mar, promediadas espacialmente sobre la región de la baja térmica (cuadro superior de la Figura 18), durante la segunda quincena de junio del 2004.	45

LISTA DE FIGURAS (*continuación*)

Figura		Página
25	Efecto de la magnitud del coeficiente temporal del relajamiento newtoniano (G_α) sobre el transporte de humedad hacia la zona núcleo.	46
26	Valores del índice de la convergencia del flujo de humedad (CFH) en la zona núcleo durante al segunda quincena de junio, de los cinco años más secos y húmedos del periodo de estudio (1979–2006).	49
27	Compuestos de la presión atmosférica al nivel del mar promedio durante la segunda quincena de junio, calculados a partir del <i>NARR</i> para los años (a) húmedos y (b) secos; se muestra también su (c) diferencia. Los paneles inferiores (d-f) muestran los campos correspondientes obtenidos a partir del <i>MM5</i> .	50
28	Compuestos de la circulación promedio a 500 mb durante la segunda quincena de junio, calculados a partir del <i>NARR</i> para los años (a) húmedos y (b) secos, sobrepuestos a la altura geopotencial de la superficie de 500 mb, en escala de grises. Los paneles inferiores (c-d) muestran los resultados correspondientes obtenidos a partir del <i>MM5</i> .	51
29	Compuestos de la circulación promedio a 10 m durante la segunda quincena de junio, calculados a partir del <i>NARR</i> para los años (a) húmedos y (b) secos. Los paneles inferiores (c-d) muestran los resultados correspondientes obtenidos a partir del <i>MM5</i> .	53
30	Compuestos para los años húmedos de las secciones verticales del flujo de humedad promedio perpendicular a las fronteras de la zona núcleo (Fig. 1). Las primeras dos columnas (a, d, g, j) y (b, e, h, k) muestran los resultados obtenidos a partir del <i>MM5</i> para la primera quincena de mayo (previo al monzón) y la segunda quincena de junio (inicio del monzón), respectivamente. En la tercera columna (c, f, i, l) se presentan los resultados correspondientes del <i>NARR</i> para la segunda quincena de junio.	54
31	<i>Ídem</i> Fig. 30, para los años secos.	55

LISTA DE FIGURAS (*continuación*)

Figura		Página
32	Secciones transversales del promedio latitudinal de la velocidad vertical w [dz/dt ; cm/s], calculada a partir del modelo <i>MM5</i> antes y durante el inicio de la temporada monzónica. Las secciones corresponden al promedio de la primera quincena de mayo de los años (a) húmedos y (b) secos. Los resultados para la segunda quincena de junio se muestran en los paneles inferiores (c y d).	57
33	Ciclo diurno del coeficiente termodinámico de inestabilidad <i>LI</i> (en inglés <i>Lifted Index</i>), antes y durante el inicio de la temporada monzónica. Se muestran los compuestos de <i>LI</i> para los años húmedos, calculados a partir del <i>MM5</i> durante la primera quincena de mayo, a las (a) 06hrs (tiempo local) y (b) 18hrs. Los campos correspondientes para la segunda quincena de junio se presentan en los paneles inferiores (c y d).	58
34	<i>Ídem</i> Fig. 33, para los años secos.	59
35	Compuestos de la precipitación total acumulada durante la segunda quincena de junio para los años (a) húmedos, (b) secos y (c) su diferencia, a partir de la base de datos observados de la Universidad de Washington. Los paneles inferiores (d-f) presentan los resultados correspondientes obtenidos a partir del <i>MM5</i> .	61
36	Series de tiempo de las funciones de forzamiento (ΔTSM) que se suman a la TSM en todo el dominio. Se muestra también la evolución del coeficiente temporal del relajamiento newtoniano ($G\alpha$).	66
37	Campos medios para la segunda quincena de junio de las corridas de control de <i>MM5</i> (sin perturbación de la TSM), utilizados como referencia en las diferencias compuestas de las Figs. 38–45.	67
37	<i>(continuación)</i> .	68

LISTA DE FIGURAS (*continuación*)

Figura		Página
38	Diferencias compuestas para los años húmedos (a-d) y los años secos (e-h) entre los cuatro casos de forzamiento de la TSM (-3.0°C, -1.5°C, +1.5°C, +3.0°C) y las simulaciones de control sin forzamiento. En esta figura se presenta el grosor troposférico ($Z_{500mb} - Z_{1000mb}$) medio durante la segunda quincena de junio.	70
39	<i>Ídem</i> Fig. 38, para el promedio de la presión atmosférica al nivel del mar durante la segunda quincena de junio.	71
40	Diferencias compuestas para los años húmedos entre las secciones verticales promedio durante la segunda quincena de junio de las componentes del viento horizontal perpendiculares a las fronteras de la zona núcleo de los cuatro casos de forzamiento de la TSM y las secciones verticales promedio de los casos sin forzamiento.	73
41	<i>Ídem</i> Fig. 40, para los años secos.	74
42	Diferencias vectoriales compuestas para los años húmedos (a-d) de la circulación promedio a 10 m durante la segunda quincena de junio. En los paneles inferiores (e-h) se presentan los resultados correspondientes para los años secos.	76
43	<i>Ídem</i> Fig. 38, para la precipitación acumulada durante la segunda quincena de junio.	77
44	<i>Ídem</i> Fig. 38, para la humedad específica media a 10 m durante la segunda quincena de junio.	79
45	Compuestos para los años húmedos (a-e) y secos (f-j) del promedio diario del índice de inestabilidad <i>LI</i> (<i>Lifted Index</i> , en inglés) durante la segunda quincena de junio, calculados a partir del <i>MM5</i> . Se presentan los resultados para los cuatro casos de forzamiento de la TSM (-3.0°C, -1.5°C, +1.5°C, +3.0°C), mas los compuestos de las simulaciones de control (0°C).	81

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
46	<i>Ídem</i> Fig. 38, para la velocidad vertical media a 850 mb durante la segunda quincena de junio.	82
47	Compuestos para los años húmedos (a-e) y secos (f-j) del balance entre las tazas promedio de precipitación y evaporación durante la segunda quincena de junio, calculados a partir del <i>MM5</i> . Se presentan los resultados para los cuatro casos de forzamiento de la TSM (-3.0°C, -1.5°C, +1.5°C, +3.0°C), mas los compuestos de las simulaciones de control (0°C).	84
48	Modelo conceptual de los procesos dominantes del Monzón de América del Norte durante la segunda quincena de junio.	88

Capítulo I

El Monzón de América del Norte

I.1 Introducción

El Monzón de América del Norte (MAN) es uno de los fenómenos más importantes de la circulación atmosférica de ese continente (Douglas *et al.*, 1993; Adams y Comrie, 1997; Higgins *et al.*, 2003; Vera *et al.*, 2006). La palabra monzón, de origen árabe, se refiere a un patrón de circulación atmosférica que se invierte estacionalmente debido al contraste térmico de gran escala que se establece en verano entre una región oceánica y la región continental adyacente. Dicho patrón provoca transporte de humedad cerca de la superficie desde la región oceánica hacia la región continental, por lo que los sistemas monzónicos son los principales responsables de la variabilidad estacional de la precipitación en las regiones donde ocurren (Holton, 2004). La zona núcleo del MAN, que abarca la mayor parte del noroeste de México (Fig. 1), recibe entre 60 y 80% de su precipitación total anual (~700 – 900 mm) durante los meses de verano (Fig. 2), hecho que por si solo convierte al monzón en un elemento clave del sistema hidrológico de esa región y en un importante sujeto de estudio.

El MAN es un sistema dinámico cuyos componentes fundamentales son fácilmente identificables:

a) La **convección profunda**, forzada térmicamente por el ciclo diurno sobre las cimas de la Sierra Madre Occidental (SMO), genera una celda atmosférica con circulación ascendente sobre el continente y la subsidencia correspondiente sobre el Océano Pacífico oriental subtropical (Fig. 3). Este es el mecanismo físico responsable de convertir el vapor de agua asociado al monzón en precipitación (Lang *et al.*, 2007).

b) El calentamiento estacional de la altiplanicie mexicana y de la SMO incrementa el grosor de la tropósfera sobre la región central de México desde principios de mayo (Fig. 4a), dando lugar a la formación del **contraste térmico océano-continente** (CTOC) asociado al MAN y a un centro de alta presión en los niveles superiores de la tropósfera. Ese centro de alta presión a su vez produce un **anticiclón de altura** que migra hacia el noroeste siguiendo el eje de la SMO conforme avanza la temporada monzónica y que para finales de junio se ubica sobre la zona núcleo del MAN (Fig. 4).

c) El campo de presión atmosférica a nivel del mar está dominado durante el invierno

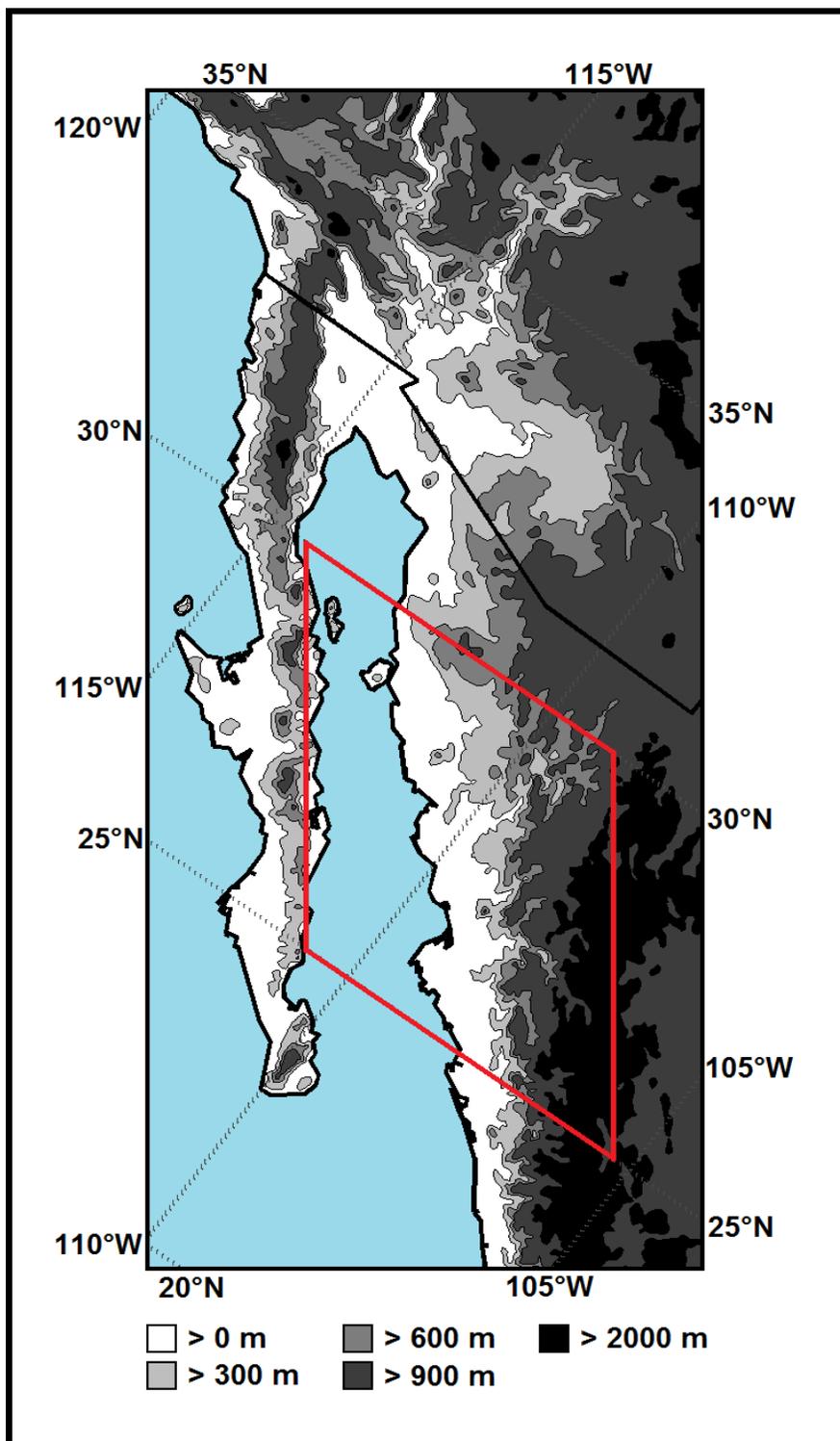


Figura 1. Topografía de la región de influencia del MAN en el noroeste de México y suroeste de EUA. Es importante notar que la orografía que rodea al Golfo de California confina también en un canal a la atmósfera baja de esa región. El polígono marca los límites utilizados en el presente trabajo como la zona núcleo del monzón.

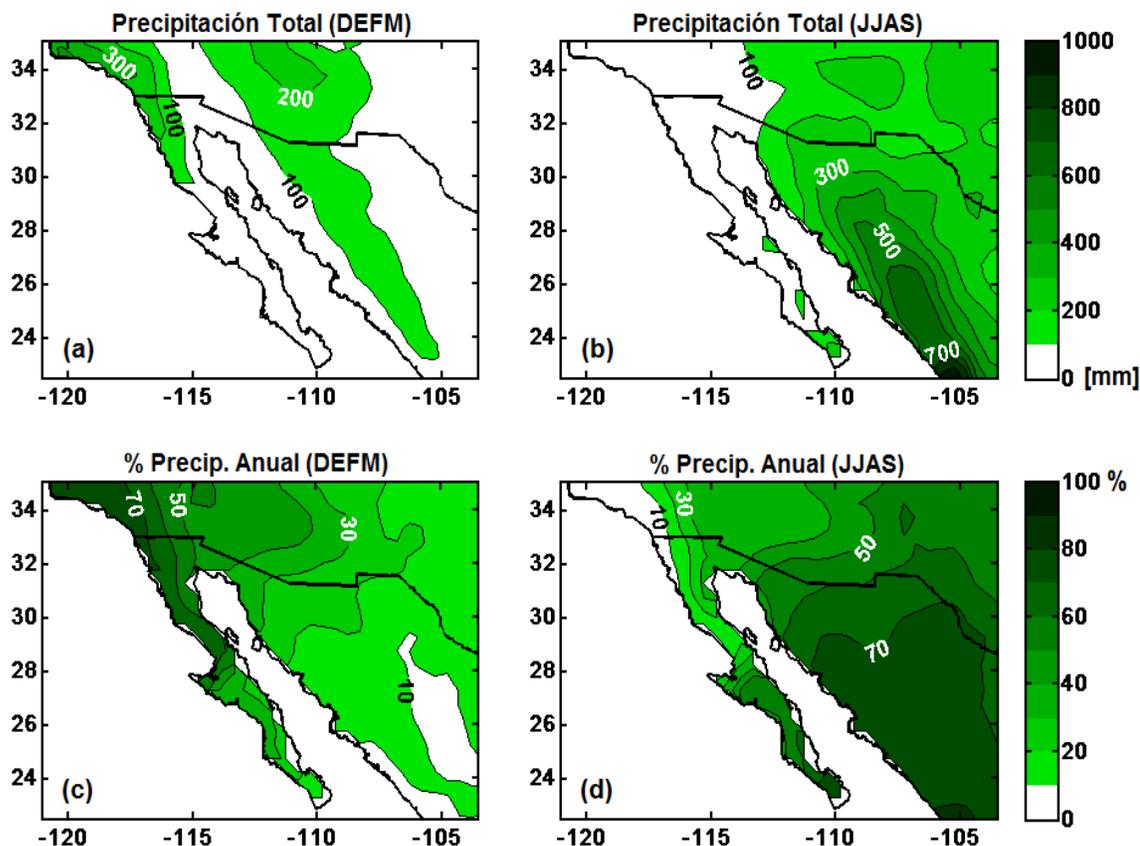


Figura 2. Climatología de la precipitación estacional (mm) en el noroeste de México (1980–2000). Precipitación total de (a) invierno (DEFM), (b) verano (JJAS); porcentaje estacional de la precipitación total anual para (c) invierno, (d) verano. Los datos de precipitación fueron interpolados a una malla regular en la Universidad de Washington y tienen resolución espacial de 0.5° y temporal de 1 día. La explicación detallada de esa base de datos se puede encontrar en Zhu y Lettenmaier (2007).

por el centro de alta presión del Pacífico subtropical (Fig. 5a), lo que favorece que la circulación media de niveles bajos sea hacia el sureste sobre todo el Golfo de California, transportando aire seco proveniente de regiones áridas (Fig 5c). Sin embargo, el intenso calentamiento estacional del Desierto de Sonora durante el verano induce la formación de un centro de baja presión al norte de la cabeza del golfo (conocido también como la **baja térmica**, Fig. 5b; Tang y Reiter, 1984; Rowson y Colucci, 1992). La presencia de la baja térmica invierte, en relación al patrón de invierno, el gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California.

d) La atmósfera baja sobre el Golfo de California se encuentra confinada por la

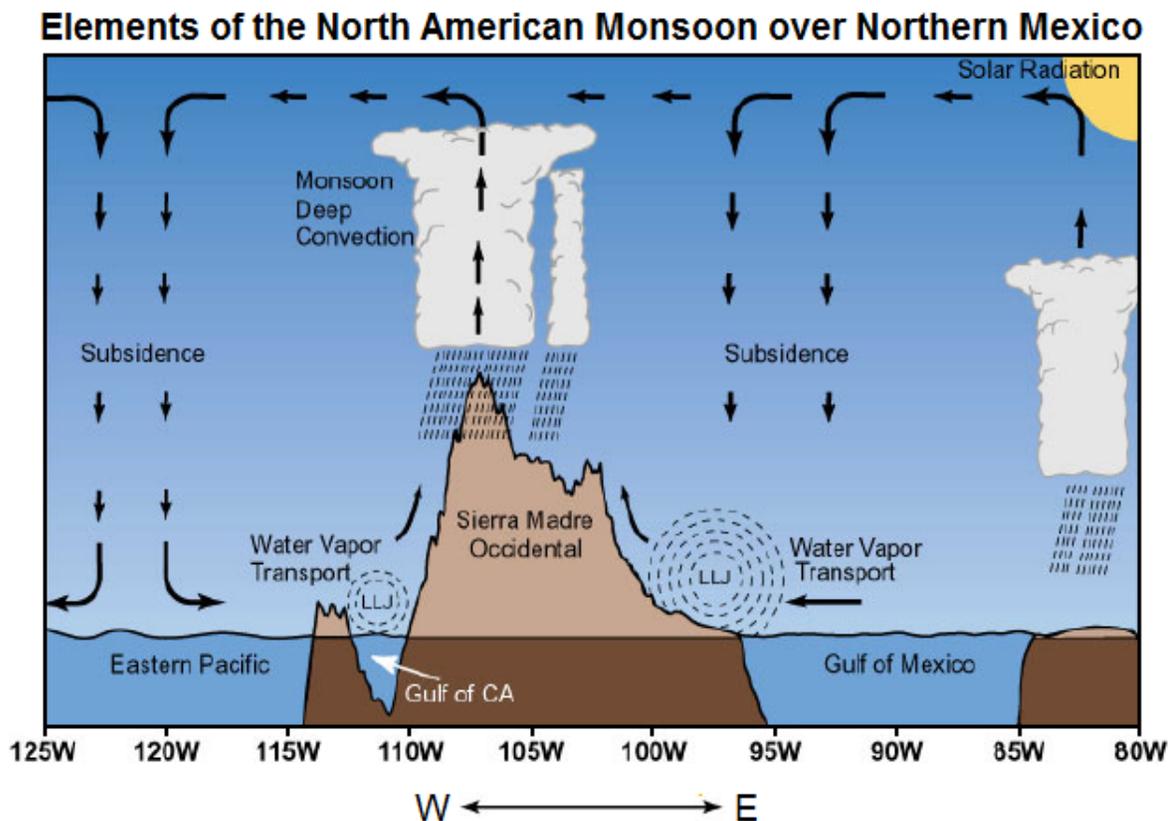


Figura 3. Esquema de una sección transversal (longitud vs presión, a 27.5°N) de los elementos de la circulación asociados al MAN. La escala horizontal se estableció mediante el uso de datos topográficos y los campos de viento y divergencia del reanálisis de *NCEP/NCAR* fueron utilizados para obtener las circulaciones verticales. (La figura original se debe al Dr. Wayne Higgins y el *NAME Science Working Group 2003* y fue tomada de Vera *et al.*, 2006).

orografía de la región, la cual forma una cuenca semicerrada y la aísla efectivamente de la atmósfera baja del Océano Pacífico adyacente (Badan-Dangon *et al.*, 1991; Fig. 1). La presencia durante el verano de la baja térmica en el extremo norte de la cuenca invierte la circulación media superficial y da lugar a la formación de una **corriente de chorro de niveles bajos** sobre el Golfo de California (*LLJGC* por sus siglas en inglés, Fig. 3). Ésta se dirige hacia el noroeste y favorece un flujo intenso de humedad proveniente del Océano Pacífico oriental subtropical hacia la zona núcleo del monzón (Fig. 5d).

1.2 Escalas de variabilidad asociadas al MAN

Existe un amplio espectro de variabilidad asociado al monzón. A continuación se

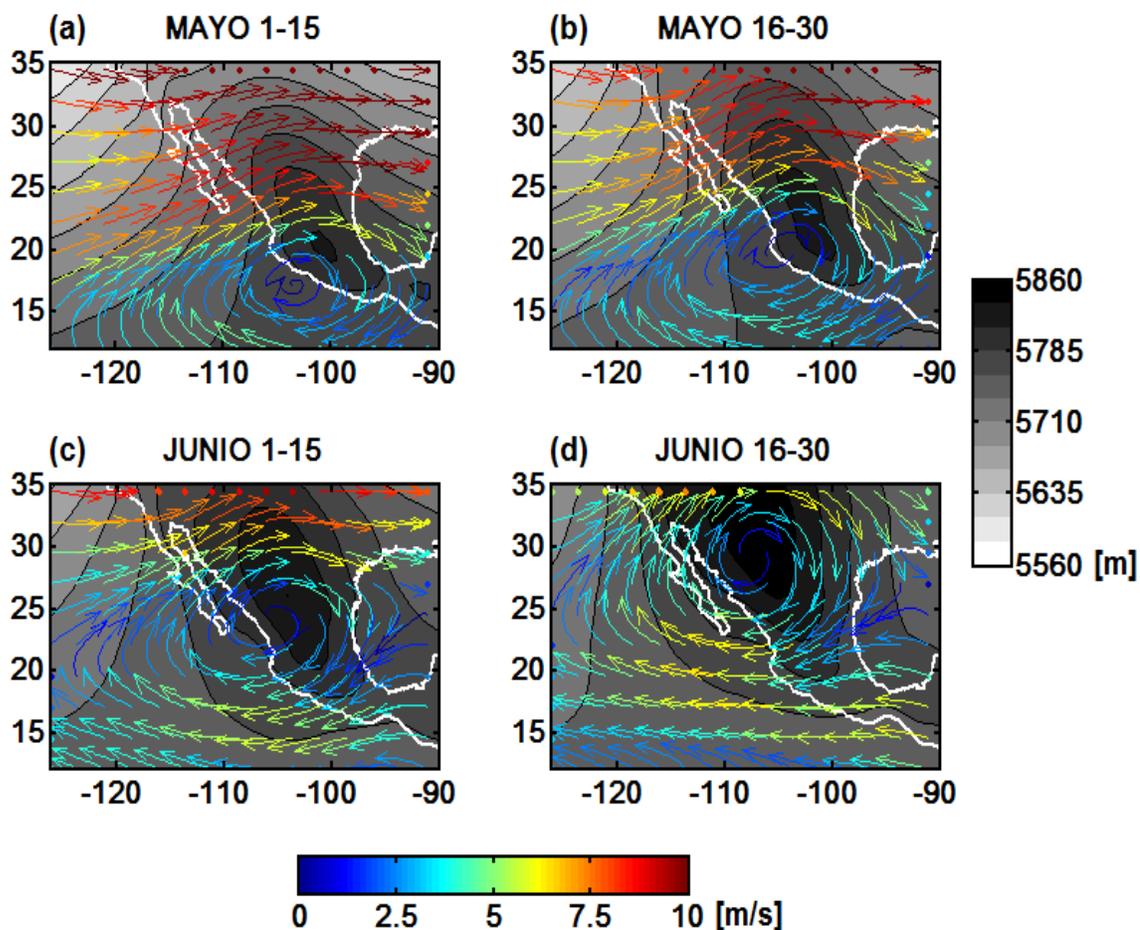


Figura 4. Evolución temporal del anticiclón de altura asociado a la fase inicial del MAN. Se muestran los campos climatológicos de viento a 500 mb y de la diferencia entre las alturas geopotenciales de las superficies de 500 y 1000 mb (contornos en escala de grises) para (a) la primera quincena de mayo, (b) la segunda quincena de mayo, (c) la primera quincena de junio y (d) la segunda quincena de junio. Todos los datos son del Reanálisis Regional de América del Norte (*NARR*, por sus siglas en inglés; 1979-2006).

abordan las distintas escalas de tiempo en orden descendente de frecuencia.

2.1 Escala diurna.

En el extremo de alta frecuencia, el ciclo diurno de radiación solar modula la convección profunda sobre la SMO (Higgins *et al.*, 2003, Lang *et al.*, 2007). Este proceso resulta en la formación por la tarde de regiones de precipitación de mesoescala sobre las cimas de la SMO, las cuales migran hacia el Golfo de California durante la noche debido al retraso del calentamiento marino al transcurrir el ciclo diurno (Fig. 6).

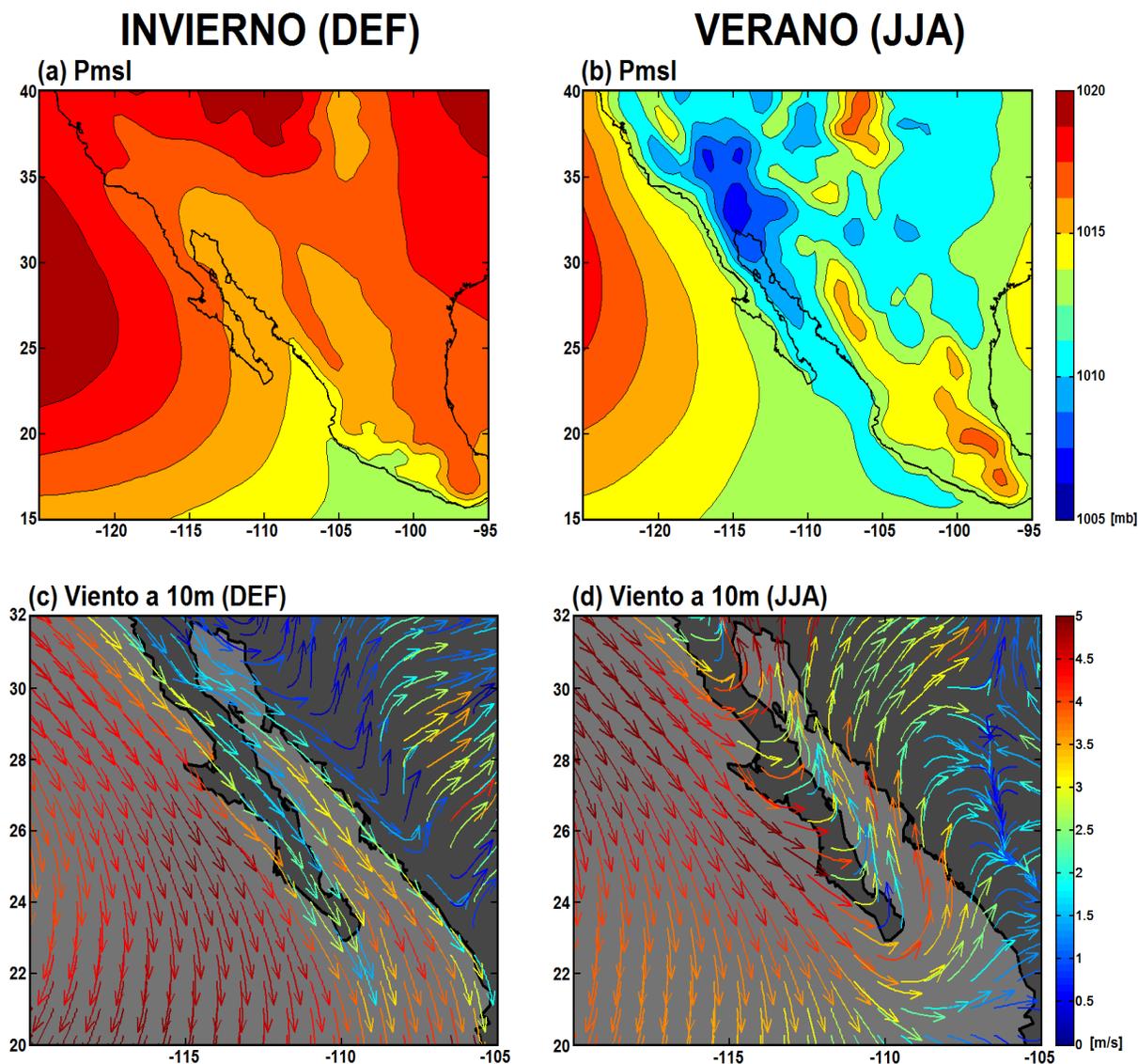


Figura 5. En los cuadros superiores se muestran los campos climatológicos de presión a nivel del mar de (a) invierno (DEF) y (b) verano (JJA). Los cuadros inferiores muestran los campos climatológicos correspondientes de viento a 10m de (c) invierno y (d) verano. Todos los datos son del *NARR* (1979-2006).

2.2 Escala sinóptica.

La variabilidad del monzón en la escala sinóptica está asociada a una variedad de fenómenos. Los pulsos de humedad del Golfo de California (Fig. 7; Hales, 1972; Brenner, 1974; Douglas y Leal, 2003) son forzados por ondas del este provenientes del continente africano (Zehnder, 1991; Stensrud *et al.*, 1997; Fuller y Stensrud, 2000) y tienen una duración del orden de días. Se manifiestan como eventos de vientos del sureste que transportan grandes

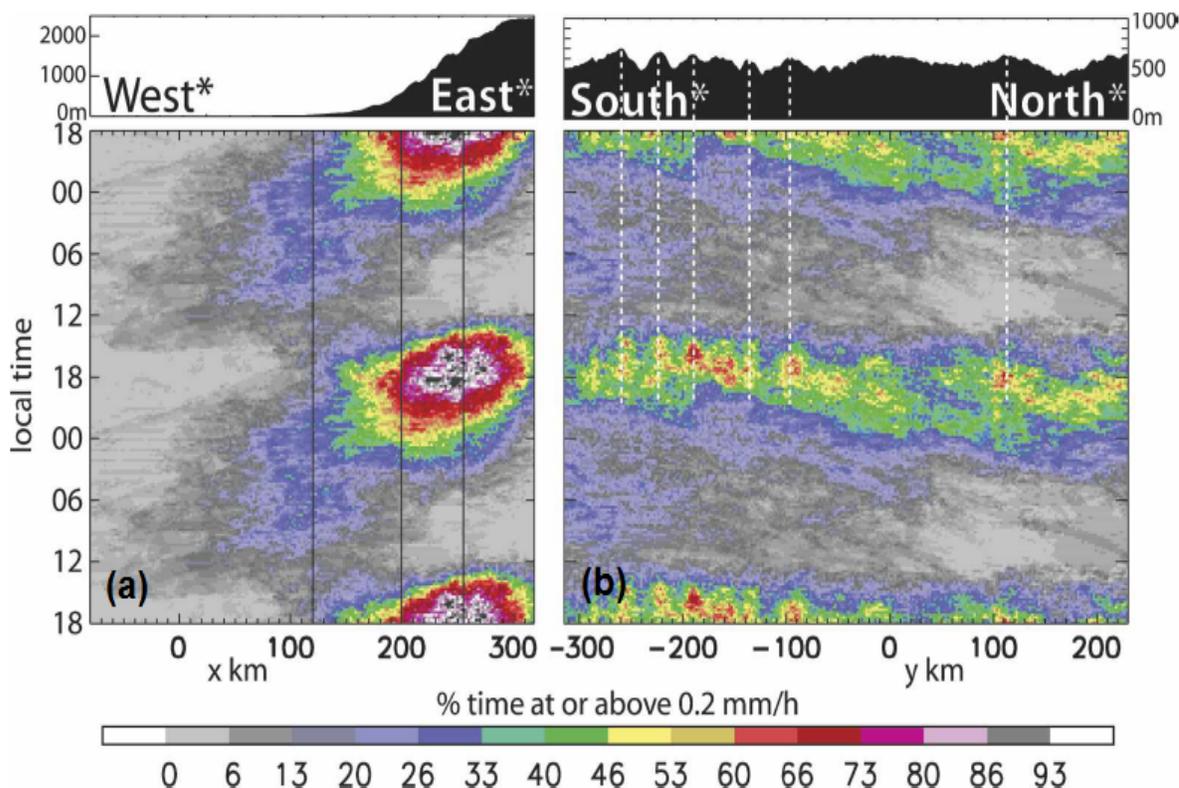


Figura 6. Observaciones de radar del ciclo diario de la intensidad de la precipitación, expresadas como el porcentaje de tiempo en que la tasa de precipitación es mayor o igual a 0.2 mm/h y graficadas en función de la hora local y de un eje coordenado (a) transversal y otro (b) longitudinal al Golfo de California; el ciclo diario se repite por claridad. Las observaciones fueron hechas en el marco del Experimento del Monzón de América del Norte (*NAME*, por sus siglas en inglés) y abarcan el periodo del 10 de julio al 20 de agosto del 2004. El dominio geográfico observado por los radares corresponde aproximadamente al Estado de Sinaloa y a la región adyacente del Golfo de California. Las líneas punteadas en (b) están alineadas con cimas locales de la Sierra Madre Occidental. (La figura fue tomada de Lang *et al.*, 2007).

volúmenes de vapor de agua hacia el norte a lo largo del golfo y su frecuencia e intensidad en un año determinado juegan un papel importante para determinar la extensión hacia el norte del monzón (Stensrud *et al.*, 1997). La señal de los pulsos es máxima cerca de la superficie y tiende a decrecer con la altura y con la latitud hacia el norte, conforme el pulso se propaga hacia Arizona (Higgins *et al.*, 2004). Zehnder (2004) hizo un análisis de escala y realizó experimentos numéricos idealizados para proponer como mecanismos dinámicos de los pulsos de humedad a las corrientes de gravedad, los flujos ageostróficos y las ondas de Kelvin y de Rossby.

Por otro lado, los ciclones tropicales (Fig. 8), vaguadas y frentes fríos afectan

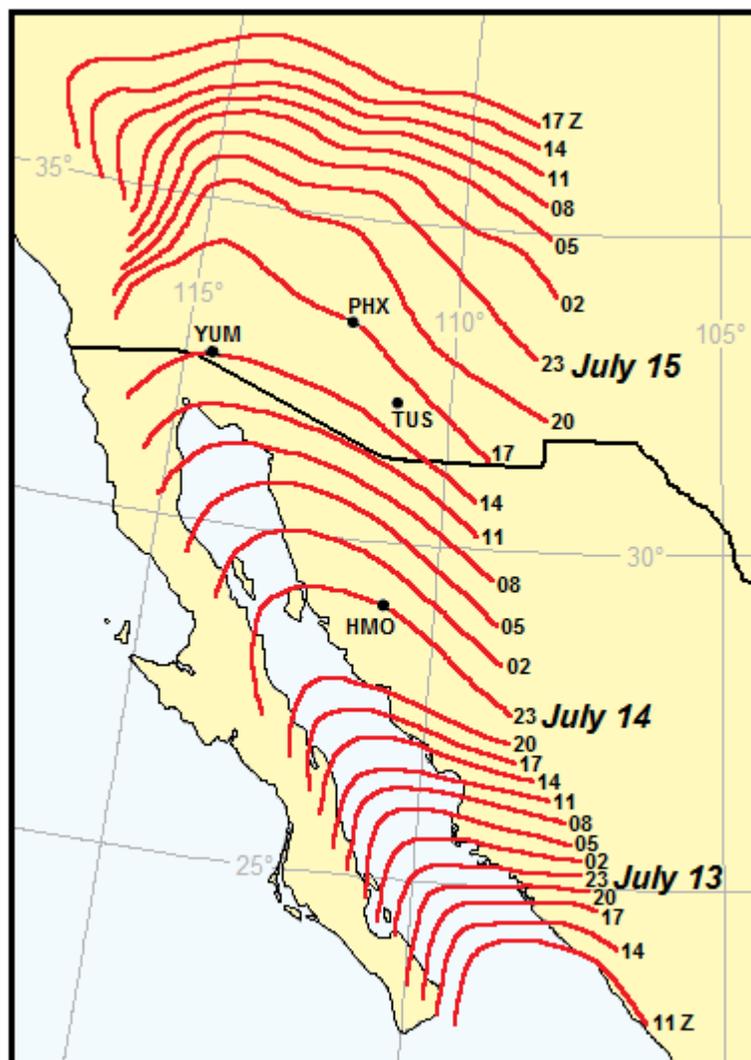


Figura 7. Isocronos del borde exterior de un pulso de humedad que ocurrió entre el 13 y el 16 de julio de 1972. (Adaptada de la figura original de Brenner, 1974).

frecuentemente la zona núcleo del monzón durante el verano y por lo tanto son otro elemento importante de su variabilidad sinóptica (Englehart y Douglas, 2001; Douglas y Leal, 2003; Douglas y Englehart, 2007; Cavazos *et al.*, 2008).

2.3 Escala intraestacional.

En esta escala de tiempo, Mullen *et al.* (1998) y Cavazos *et al.* (2002) documentan una cuasi-periodicidad significativa de la precipitación en el rango de 12-18 días, asociada a

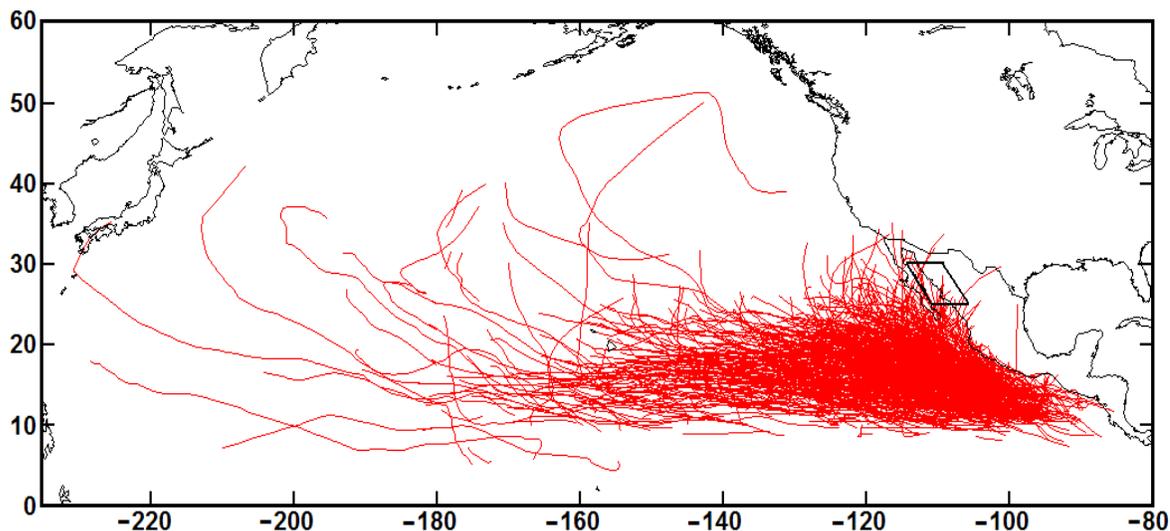


Figura 8. Trayectorias de todas las depresiones y tormentas tropicales y huracanes del Océano Pacífico Oriental durante el periodo 1970–2007. Su influencia en la zona de estudio es clara. Los datos fueron descargados de <http://maps.csc.noaa.gov/hurricanes/download.jsp>

periodos activos e inactivos del monzón. Además, Cavazos et al. (2002) encontraron que los periodos activos e inactivos también se asocian a la escala de 30-40 días, de manera similar a lo observado para el monzón asiático (Lau y Chan, 1986), lo cual podría ser un efecto de la Oscilación de Madden-Julian (*MJO*, por sus siglas en inglés). Esta oscilación produce perturbaciones convectivas que se propagan del Océano Índico hacia el Pacífico con periodos de 30 a 60 días (Madden y Julian, 1994). Existe evidencia adicional de que los periodos activos de la *MJO* se asocian parcialmente a la formación de ciclones tropicales (Liebmann et al., 1994; Maloney y Hartmann, 2001; Higgins y Shi, 2001). Algunos estudios del MAN documentan que los periodos de mayor o menor cantidad de pulsos de humedad sobre el Golfo de California y de ondas tropicales provenientes del este también podrían estar asociados a la *MJO* (Higgins et al., 2004).

2.4 Escala interanual.

La variabilidad interanual del MAN es el tema central de este estudio, por lo que será tratada aquí con mayor detalle. A diferencia de las escalas de tiempo mencionadas arriba, no todos los mecanismos físicos responsables de la variabilidad interanual del monzón han sido clarificados (Vera et al., 2006). El CTOC ha sido propuesto en estudios previos como uno de

los mecanismos responsables de la variabilidad en la escala interanual (Higgins y Shi, 2000; Xu *et al.*, 2004a; Zhu *et al.*, 2005 y 2007; Grantz *et al.*, 2007). Dicha relación constituye la hipótesis del presente trabajo y será detallada en la siguiente sección.

La influencia directa del CTOC sobre la intensidad del monzón probablemente disminuye conforme avanza la temporada monzónica, debido a la amplia gama de fenómenos sinópticos independientes que afectan el balance de humedad en la región de interés (*v. gr.*, Douglas y Englehart, 2007). Éstos están sujetos a sus propios mecanismos de variabilidad interanual que no necesariamente ocurren en fase con los procesos que regulan al CTOC, hecho que complica grandemente el estudio del monzón en esta escala temporal. Por tal motivo, el enfoque del presente estudio está puesto únicamente en la etapa inicial del monzón.

El cambio drástico en la magnitud y el patrón de la precipitación entre la primera (Fig. 9a) y la segunda quincena de junio (Fig. 9b) indica que la segunda marca el inicio de la temporada monzónica (la relevancia de la segunda quincena de junio para esa etapa del MAN será explicada con mayor detalle en el capítulo II). La alineación aproximada de los contornos de precipitación con la topografía en la Figura 9b es indicativa del inicio de la convección profunda sobre la SMO asociada al monzón. La Figura 9c muestra que la diferencia entre la precipitación inicial de los años más húmedos y la de los más secos del periodo de estudio es muy similar al promedio climatológico mismo (Fig. 9b), lo que enfatiza la importancia de la variabilidad interanual de la fase inicial del MAN.

Los estudios previos que han considerado explícitamente al CTOC como un mecanismo de variabilidad interanual han puesto énfasis en el papel de la hidrología continental. Específicamente, proponen que la cantidad de lluvia que cayó sobre el suroeste de EUA en el invierno anterior puede ser un factor que module al monzón del verano siguiente, ya que una mayor cantidad de nieve y lluvia de invierno implica mayor humedad de suelo y menores temperaturas superficiales continentales en primavera y por lo tanto un menor contraste de temperatura entre el continente y el océano al inicio del verano (Zhu *et al.*, 2005 y 2007). Esta hipótesis invoca a la memoria o persistencia térmica del continente y del océano como un efecto modulador de la variabilidad interanual del monzón y es importante resaltar que desde esa perspectiva el efecto de la temperatura superficial del mar (en adelante TSM) sobre el CTOC aún no ha sido investigado plenamente.

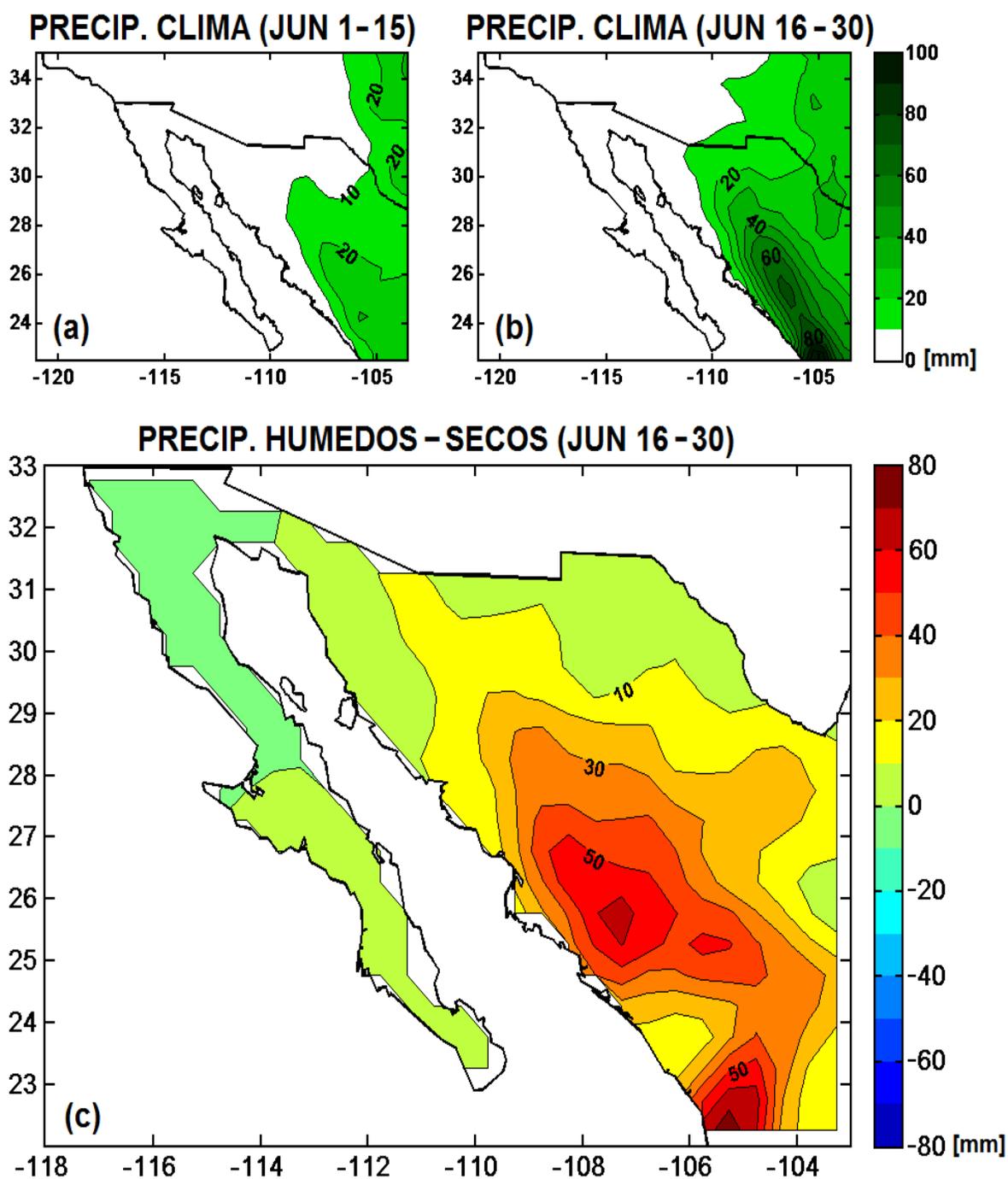


Figura 9. Promedio climatológico (1980–2000) de la precipitación total del periodo (a) junio 1–15 y (b) junio 16–30 en el noroeste de México. (c) Diferencia entre la precipitación inicial promedio del MAN (junio 16–30) de los cinco monzones más húmedos (1990, 2003, 1984, 1999, 1989) y la de los cinco más secos (1983, 1987, 2004, 1992, 1982) dentro del periodo de estudio (1979–2006). Estos años extremos se determinaron por medio de un índice de la convergencia del flujo de humedad en la zona núcleo del monzón que se aborda en el capítulo II.

Una segunda hipótesis sobre la variabilidad interanual del MAN ha sido propuesta por Castro y colaboradores (2001 y 2007b). En ella se plantea que combinaciones constructivas de los dos modos principales de variación de la TSM del Océano Pacífico, *ENSO* y la Oscilación del Pacífico Norte (*NPO*, por sus siglas en inglés), modulan de manera remota la intensidad y extensión hacia el norte del MAN mediante un patrón teleconectivo de latitudes medias que afecta la posición del anticiclón del monzón. Específicamente, “[una combinación de] ... la fase positiva (negativa) de la *NPO* y condiciones de *El Niño* (*La Niña*) favorecen un anticiclón del monzón mas débil (mas intenso) y desplazado hacia el sur (norte)” (Castro *et al.*, 2001).

En la Figura 10 se presenta la evolución temporal, a lo largo de la temporada monzónica, del patrón teleconectivo asociado a *ENSO*. El análisis presenta la diferencia entre compuestos de años de la fase positiva (*El Niño*) y años de la fase negativa (*La Niña*) de promedios de 30 días (centrados en las fechas indicadas en cada mapa) de la altura geopotencial de la superficie de 500 mb. La señal evoluciona conforme transcurre el verano y es mas robusta en los campos que corresponden a la etapa inicial del MAN (19 de junio y 4 de julio), cuando se asemeja a un patrón de ondas centradas a 45°N que se propagan zonalmente y que son lo suficientemente grandes para interferir con el anticiclón del monzón. Durante condiciones de *El Niño* la celda de Hadley se intensifica y contrae (Seager *et al.*, 2003), reflejándose en una corriente de chorro subtropical más intensa cerca del norte de México (Cavazos y Hastenrath, 1990), especialmente durante el invierno. Estas anomalías pueden persistir hasta la primavera o inicios del verano, impidiendo el desarrollo del anticiclón de altura, como se observa en la Fig. 10 en el mes de junio y principios de julio.

Aunque los resultados de Castro y colaboradores (2001 y 2007b) también implican, al igual que la hipótesis del CTOC para la variabilidad interanual, que las anomalías negativas de la TSM del Océano Pacífico favorecen monzones mas intensos, es importante subrayar que el mecanismo teleconectivo involucra efectos oceánicos remotos que por lo tanto no necesariamente están relacionados con el CTOC, el cual ocurre en las inmediaciones de la región del MAN.

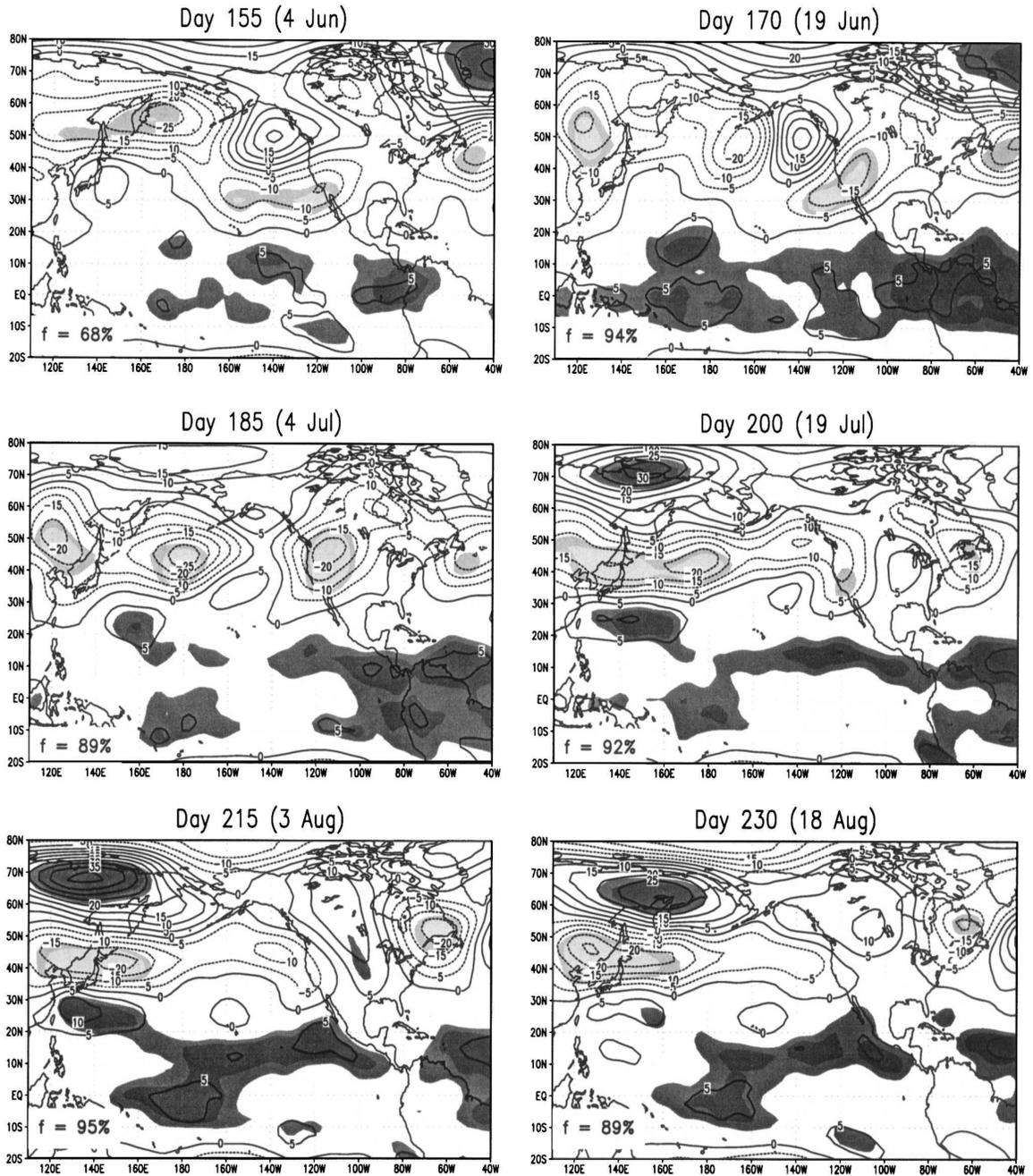


Figura 10. Evolución temporal de la diferencia entre compuestos de las fases positiva y negativa de *ENSO* del promedio de 30 días (centrado en las fechas indicadas) de la altura geopotencial de 500 mb del reanálisis de *NCEP-NCAR*. El intervalo de contornos es 5 m. Las regiones sombreadas indican, según la intensidad del sombreado, significancia estadística local al 90% y 95%. Diferencias significativas positivas (negativas) están sombreadas en tonos oscuros (claros). La significancia espacial (f) de las regiones sombreadas se indica en cada cuadro. (La figura fue tomada de Castro *et al.*, 2007b).

I.3 Hipótesis y objetivos

Como se mencionó en la sección anterior, la hipótesis de que el CTOC es uno de los mecanismos responsables de la variabilidad interanual del MAN ha sido abordada previamente con un enfoque predominante sobre la hidrología continental y los detalles de la contraparte oceánica involucrada en el CTOC permanecen sin clarificar. Con el presente trabajo buscamos extender dicha hipótesis para incluir el mecanismo dinámico específico mediante el cual el CTOC modula la intensidad inicial del monzón: *una relación causal y directamente proporcional entre el CTOC y: (a) el gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California, (b) la circulación media de niveles bajos sobre el golfo y las planicies costeras de Sinaloa y Sonora, (c) el transporte de humedad hacia la zona núcleo del MAN que resulta de dicha circulación y (d) la precipitación convectiva asociada al monzón.*

Para probar esta hipótesis, en el capítulo II se utilizan los campos del *NARR* para calcular índices de la intensidad inicial del MAN y del CTOC que permitan cuantificar los procesos involucrados y realizar análisis de correlación entre las variables relevantes. En el capítulo III se utiliza el modelo atmosférico regional *MM5* para probar la hipótesis del mecanismo dinámico del CTOC mediante análisis de sensibilidad de la intensidad inicial del monzón a la TSM del Golfo de California y del Océano Pacífico adyacente.

Los objetivos particulares de esta tesis son:

1. Identificar las principales fuentes de vapor de agua para la zona núcleo durante la fase inicial del MAN.
2. Proponer un índice para la intensidad inicial del MAN basado en el balance de vapor de agua en la zona núcleo del monzón.
3. Identificar las regiones continentales y oceánicas directamente involucradas en el CTOC y utilizarlas para proponer un índice objetivo que permita cuantificar el contraste térmico.
4. Establecer una metodología adecuada de modelación del MAN con el *MM5*.
5. Realizar un análisis de sensibilidad de la intensidad inicial del monzón a cambios en la TSM regional, mediante simulaciones numéricas con el *MM5*.

Capítulo II

El Contraste Térmico Océano-Continente y la Variabilidad Interanual del MAN

II.1 Introducción

La definición clásica de monzón se refiere a un patrón de circulación que se invierte estacionalmente a causa del contraste térmico océano-continente (CTOC) de gran escala que se forma durante el verano entre regiones continentales y oceánicas adyacentes (Holton, 2004). Bordoni *et al.* (2004) utilizaron los vientos marinos cercanos a la superficie de *QuikSCAT* para confirmar la fuerte estacionalidad e inversión de la circulación media de niveles bajos durante la temporada cálida sobre el Golfo de California, que abarca la mayor parte de la región de influencia del Monzón de América del Norte (MAN). La región núcleo del MAN, que incluye la mayor parte del noroeste de México (Fig. 1), es una región semiárida que recibe entre 60 y 80% de su precipitación anual durante la temporada monzónica (Douglas *et al.*, 1993), como se describió en el Capítulo I. Ese hecho importante subraya la relevancia del estudio del monzón y la necesidad de mejorar la predicibilidad de la precipitación asociada a éste.

Los mecanismos específicos que fuerzan al MAN en la escala interanual aún no han sido plenamente clarificados (Vera *et al.*, 2006). Desde el punto de vista oceánico, Castro y colaboradores (2001, 2007b) encontraron una fuerte relación entre la variabilidad interanual del monzón y combinaciones constructivas de los modos principales de variabilidad de la temperatura superficial del mar (TSM) del Océano Pacífico (*ENSO* y la Oscilación del Pacífico Norte), los cuales fuerzan de manera remota al MAN por medio de un patrón teleconectivo en las latitudes medias que afecta la posición del anticiclón del monzón. Específicamente, “[una combinación de] ... la *fase positiva (negativa) de la NPO y condiciones de El Niño (La Niña) favorecen un anticiclón del monzón mas débil (mas intenso) y desplazado hacia el sur (norte)*” (Castro *et al.*, 2001). Sin embargo, aunque ese resultado importante implica que anomalías negativas de la TSM en el Pacífico tropical favorecen monzones intensos, se trata de un mecanismo de forzamiento remoto que no necesariamente esta relacionado al CTOC de gran escala que ocurre en las inmediaciones de

la región del MAN.

Este CTOC regional también ha sido abordado por estudios previos como uno de los mecanismos responsables de la variabilidad interanual. En general, se ha observado que los inicios intensos (débiles) del monzón están ligados a un gradiente térmico positivo (negativo) entre el Océano Pacífico y el suroeste de EUA (Higgins y Shi, 2001; Zhu *et al.*, 2007). Con el presente estudio buscamos avanzar esa hipótesis para la variabilidad interanual del MAN al proponer el mecanismo dinámico a través del cual el CTOC afecta la intensidad inicial del monzón en la zona núcleo: la modulación térmica del gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California, el cual a su vez fuerza la circulación media de niveles bajos que transporta hacia la zona núcleo la mayor parte de la humedad asociada al monzón. En la sección 3 de este capítulo utilizamos los campos del Reanálisis Regional de América del Norte (*NARR*, por sus siglas en inglés; Mesinger *et al.*, 2006) para, primero, proponer un índice basado en la convergencia del flujo de humedad verticalmente integrado (CFH) que mide la intensidad inicial del monzón en la zona núcleo. Posteriormente, en la sección 4, calculamos un índice para el CTOC basado en una aproximación a la diferencia térmica entre regiones oceánicas y continentales claves cercanas a la zona núcleo, para examinar la relación dinámica entre el CTOC y la CFH durante la etapa inicial del monzón.

Las fuentes de vapor de agua que alimentan al monzón son un elemento clave para estudiar su variabilidad interanual. Las fuentes y los flujos de humedad de las distintas regiones y etapas del MAN han sido documentadas en estudios previos utilizando modelos y bases de datos distintos (*v. gr.*, Stensrud *et al.*, 1995; Schmitz y Mullen, 1996; Barlow *et al.*, 1998; Berbery, 2001; Bosilovich *et al.*, 2003; Mo *et al.*, 2005; Johnson *et al.*, 2007). Con la excepción de Schmitz y Mullen (1996), quienes usaron un modelo de resolución gruesa cuyo campo de circulación superficial sobre el Golfo de California tenía una componente transversal al golfo conspicua, todos esos estudios coinciden en que la fuente principal de vapor de agua para la región núcleo del monzón es el Océano Pacífico oriental tropical. En este trabajo también evaluamos por primera vez las fuentes de humedad para la zona núcleo a partir de la base de datos del *NARR*.

II.2 Datos

Utilizamos los campos diarios de la humedad específica (q), temperatura, presión al nivel del mar (P_{nm}), altura geopotencial de las superficies de 500 mb y 1000 mb (Z) y del vector de viento horizontal (U) del *NARR* (para detalles ver Mesinger *et al.*, 2006), los cuales tienen una resolución horizontal aproximada de 32 km y abarcan el periodo 1979–2006. Por debajo de 850 mb, utilizamos la resolución vertical mas alta disponible en los datos del *NARR* (25 mb). Por encima de ese nivel usamos una resolución vertical de 50 mb en la capa de 850–500 mb y de 100 mb en la capa de 500–100 mb. Los campos diarios se obtuvieron a partir de promedios de los datos a las horas 00, 06, 12 y 18 UTC, para evitar un sesgo del ciclo diurno. El grosor de la capa de 1000–500 mb (en adelante referida como $\Delta Z = Z_{500mb} - Z_{1000mb}$) fue tomada como una aproximación conveniente al contenido de calor de esa capa atmosférica.

Adicionalmente a los datos de *NARR*, utilizamos una base de datos diarios de precipitación, interpolados en la Universidad de Washington a una resolución espacial de 0.5° y que abarcan el periodo 1979–2004 (para detalles ver Zhu y Lettenmaier, 2007) y una base de datos de la temperatura superficial del mar (TSM) interpolada objetivamente para combinar datos *in situ* y de satélite semanalmente en una malla de 1° de resolución, durante el periodo 1982–2006 (para detalles ver *OISST-V2*, Reynolds *et al.*, 2002).

Dos limitaciones importantes de los datos del *NARR* son la intensidad excesiva de la corriente de chorro de niveles bajos sobre el Golfo de California (Mo *et al.*, 2005) y la falta de datos adecuados para representar la TSM del golfo en el reanálisis (Mesinger *et al.*, 2006). Sin embargo, la frontera norte de nuestra zona de estudio (30°N , Fig. 1) se ubica al sur de la región del golfo donde el sesgo de la corriente de chorro del *NARR* es mayor, lo que nos permite evitar en gran medida ese problema. Mas aún, Mo *et al.* (2005) también documentaron que la CFH verticalmente integrada del *NARR* se compara favorablemente sobre la región sur del Golfo de California con las observaciones disponibles para el mes de junio.

Los datos de *OISST-V2* tampoco resuelven adecuadamente el Golfo de California debido a su baja resolución espacial. Aunque la TSM de la región norte del Golfo de California probablemente juega un papel importante para determinar la fecha de inicio y la

evolución del monzón en el suroeste de EUA (*v. gr.*, Mitchell *et al.*, 2002), la influencia de la TSM de todo el golfo en el CTOC regional no ha sido clarificado y constituye una de las limitaciones del presente estudio.

La influencia directa del CTOC sobre la intensidad del monzón es probablemente máxima durante su fase inicial, por lo que el enfoque de este estudio está puesto en dicha etapa. Después del inicio del monzón, la precipitación asociada a éste puede ser modulada mas fuertemente por las condiciones de la superficie terrestre como la evaporación y la evapotranspiración (*v. gr.*, Anderson *et al.*, 2004; Watts *et al.*, 2007; Zhu *et al.*, 2007) y por sistemas transitorios de escala sinóptica (Douglas y Englehart, 2007). La mayoría de los resultados presentados en las siguientes secciones corresponden a promedios temporales sobre la segunda quincena de junio, la cual sigue inmediatamente después de la fecha de inicio promedio del monzón en la zona núcleo (14 de junio). Definimos a la fecha de inicio del monzón como el primer día del primer periodo de cinco días consecutivos de la temporada en los que la precipitación media de la zona núcleo fue > 1 mm. Durante el periodo disponible de datos de precipitación (1979–2004), aproximadamente 54% de las fechas de inicio del monzón ocurrieron durante la segunda quincena de junio. Adicionalmente, un análisis de la precipitación quincenal climatológica en la zona núcleo (Figs. 9a y 9b) sugiere que es precisamente durante dicha quincena cuando la señal de la convección profunda sobre la SMO se torna evidente.

Los límites geográficos que escogimos para la zona núcleo del monzón en este trabajo (Fig. 1) están basadas en la zona núcleo propuesta por Gutzler (2004), la cual abarca el área de mayor variabilidad de la precipitación del MAN. Sin embargo, por ser conveniente para el cálculo de las climatologías de los flujos de humedad relevantes, modificamos ligeramente los límites oriental y occidental de la zona núcleo propuestos por Gutzler (2004) para que coincidieran aproximadamente con los ejes de la SMO y del Golfo de California, respectivamente.

Una de las herramientas mas utilizadas en este estudio es el cálculo de correlaciones espaciales y mapas de diferencias compuestas de las distintas variables de interés, las cuales requieren de pruebas locales de significancia estadística. Donde fuese relevante, calculamos la significancia espacial (f) de los patrones geográficos localmente significativos, por medio del

procedimiento de Monte Carlo descrito en Livezey y Chen (1983). Dicha técnica permite una estimación de la probabilidad de que el conjunto espacial de resultados significativos de alguna prueba estadística determinada no haya ocurrido al azar. Por lo tanto, ofrece una medida objetiva de la relevancia física de los patrones espaciales de los mapas que se presentan en las siguientes secciones.

II.3 Un índice para la intensidad inicial del MAN

Los campos de humedad específica y del vector horizontal de viento del *NARR* se usan para calcular un índice de la CFH que está diseñado específicamente para medir la intensidad inicial del monzón en la zona núcleo. Utilizamos el vector del flujo de humedad verticalmente integrado (desde la superficie hasta los 100 mb), \vec{Q} :

$$\vec{Q} = \int_{top}^{sfc} q \vec{U} \frac{dp}{g} \quad (1)$$

donde \vec{U} es el vector de velocidad horizontal, q es la humedad específica, p es presión y g es la aceleración de la gravedad. La ecuación de balance de agua para la atmósfera es (Peixoto y Oort, 1992):

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{Q} = E - P \quad (2)$$

donde W es el agua precipitable total de la columna de aire; E y P son las tasas de evaporación y precipitación, respectivamente. Puesto que la frontera superior de la troposfera carece casi por completo de vapor de agua y después de despreciar la razón local de cambio del agua precipitable, el principio de conservación de masa implica la siguiente relación entre el balance $P-E$ y la convergencia del flujo de humedad:

$$\{P - E\} = \{-\nabla \cdot \vec{Q}\} \quad (3)$$

donde el operador $\{ \}$ indica un promedio espacial. Definimos el índice propuesto de la CFH como el promedio espacial y temporal (sobre la región núcleo del monzón, durante la segunda quincena de junio) del lado derecho de la ecuación 3; su variación interanual se muestra en la Figura 11.

Trabajamos bajo el supuesto de que la intensidad de una temporada monzónica es directamente proporcional a P , por lo que monzones más intensos tienen valores mayores del

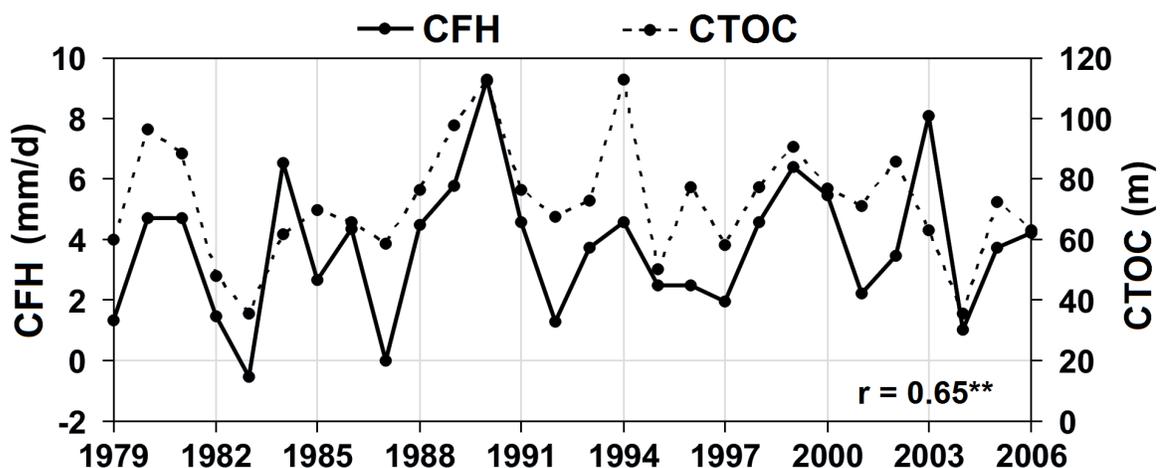


Figura 11. Series de tiempo de los índices de la convergencia del flujo de humedad (CFH; línea continua) en la zona núcleo del MAN y del contraste térmico océano-continente (CTOC; línea punteada) definidos en las secciones 3 y 4, respectivamente; el coeficiente de correlación entre ambos (r) es estadísticamente significativo con 99% de confianza.

índice de la CFH que los débiles. Esto es consistente con la correlación positiva y estadísticamente significativa ($p < 0.05$) que se observa en la mayor parte de la zona núcleo entre el índice CFH y la precipitación acumulada observada (datos de la Universidad de Washington) para el periodo 16 junio – 15 julio, que se muestra en la Figura 12. Aunque se trata de una correlación obvia, dicho resultado representa una validación directa de nuestros resultados ya que relaciona dos bases de datos independientes.

Las secciones verticales de los flujos de humedad que atraviesan las fronteras de la zona núcleo (Fig. 13) muestran claramente que la circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California y las planicies costeras adyacentes es la principal fuente de humedad para la región núcleo del monzón. Durante el inicio del monzón (segunda quincena de junio) se observa un incremento dramático de la humedad de niveles bajos que entra a la zona núcleo a través de la frontera sur, sobre el Golfo de California y las planicies costeras de Sinaloa, advectada por la circulación media por debajo de 850 mb (Fig. 13e). La sección correspondiente del flujo de humedad para la segunda quincena de mayo (Fig. 13a), antes del inicio del monzón, tiene aproximadamente un tercio de la humedad que está siendo transportada hacia la zona núcleo por la circulación de niveles bajos de la Figura 13e. Al trasladarse hacia el norte, la humedad de niveles bajos se distribuye gradualmente sobre las

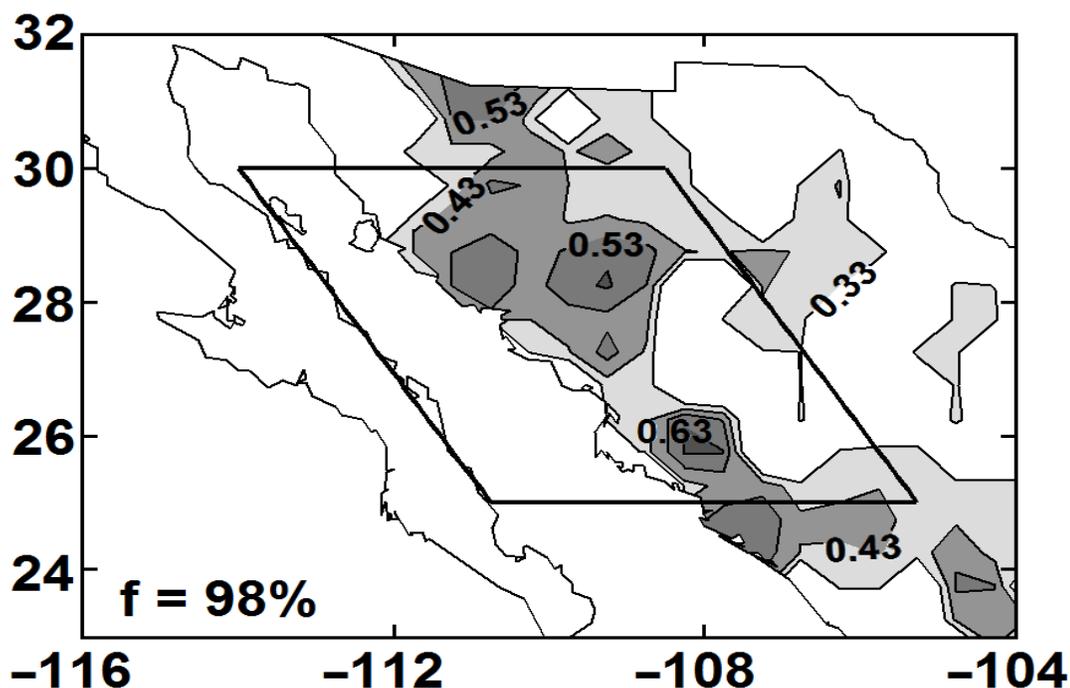


Figura 12. Correlación entre el índice de la CFH y la precipitación acumulada (16 junio – 15 julio), durante el periodo 1979–2004; el intervalo de contorno es 0.1 y sólo se grafican contornos significativos ($p < 0.05$); f indica el nivel de significancia espacial.

planicies costeras del continente (Fig. 13f). Esta humedad probablemente tiene su origen en la región sur del Golfo de California y el Océano Pacífico oriental tropical y la Figura 13 sugiere que es aproximadamente un orden de magnitud mayor que la humedad que entra a la región núcleo por encima de la SMO proveniente del Golfo de México (Fig. 13g), o por encima de la península de Baja California proveniente del Pacífico subtropical (Fig. 13h). Al extender el periodo representado en las Figuras 13e-f para abarcar toda la temporada monzónica (JJA; no se muestran) se obtiene un patrón muy similar. Estos resultados sugieren que la dinámica que rige a la circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California debe ser fundamental para la evolución de monzón, la cual es una idea consistente con los resultados de estudios previos (v. gr., Stensrud *et al.*, 1995; Mo *et al.*, 2005; Johnson *et al.*, 2007).

II.4 El contraste térmico océano-continente

En esta sección cuantificamos objetivamente el CTOC asociado a la fase inicial del MAN. Durante la temporada monzónica, la celda de circulación atmosférica que resulta del

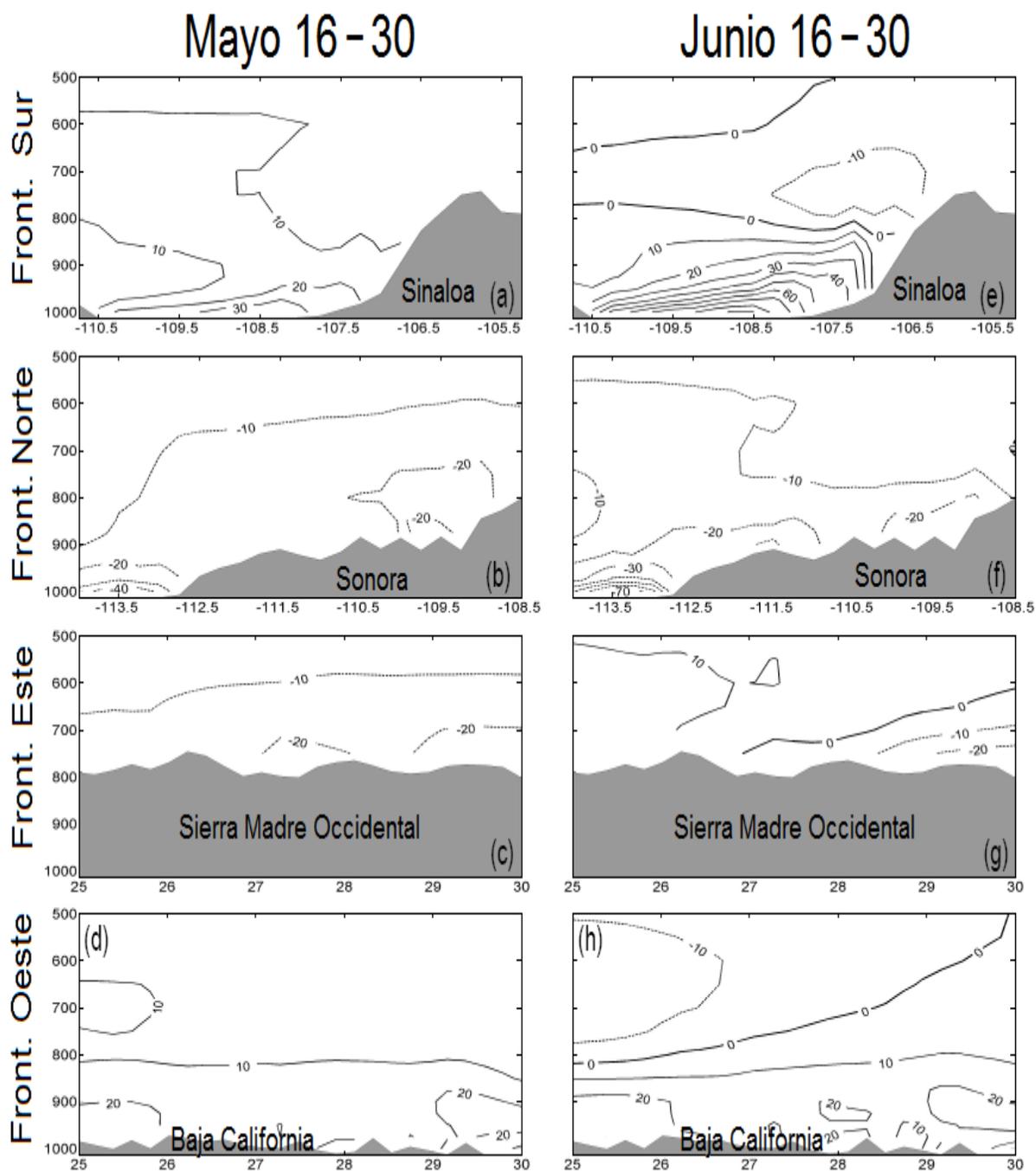


Figura 13. Secciones verticales de los flujos de humedad climatológicos, basados en el periodo 1979–2006, antes del inicio de la temporada monzónica (segunda quincena de mayo, a–d) y durante la etapa inicial (segunda quincena de junio, e–h). Las secciones están tomadas a lo largo de las fronteras de la zona núcleo que aparecen en la Fig. 1 y muestran la componente del flujo de humedad perpendicular a cada sección. El flujo de humedad está definido como una cantidad positiva si se dirige hacia el interior de la zona núcleo. Los contornos negativos están punteados, la topografía aparece sombreada en gris, las unidades de los ejes verticales son mb y el intervalo de contorno es $10 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$.

CTOC tiene su brazo ascendente sobre la SMO y la subsidencia correspondiente ocurre sobre el Océano Pacífico (Rodwell y Hoskins, 2001). Este patrón implica la formación de un anticiclón de altura que se propaga hacia el norte conforme se desarrolla el monzón y favorece el transporte de humedad hacia el continente (Johnson et al., 2007). De manera similar al monzón asiático (*v. gr.* Li y Yanai, 1996), la posición del anticiclón es un candidato lógico para representar a la región continental relacionada directamente con el CTOC, ya que aparece en el campo del grosor troposférico (ΔZ) como la región continental de mayor calentamiento atmosférico durante toda la duración del monzón. El promedio espacial de ΔZ sobre la región abarcada por el anticiclón (zona punteada en la Fig. 14) se toma como una aproximación del contenido de calor continental asociado al monzón ($\{\Delta Z\}_{\text{continente}}$). Para determinar la región oceánica contraparte involucrada en el CTOC, se calculan índices de aproximaciones del gradiente horizontal medio del contenido de calor durante la segunda quincena de junio mediante diferencias horizontales entre $\{\Delta Z\}_{\text{continente}}$ y los promedios espaciales del grosor troposférico en cada una de las cajas oceánicas de la Figura 14. Posteriormente, calculamos la correlación entre esos índices y el índice de la CFH (Fig. 11), que mide la intensidad inicial del monzón en la zona núcleo. El mapa de correlación resultante se muestra en la Figura 14. La región de mayor correlación ($0.64 \leq r \leq 0.78$, estadísticamente significativa con 99% de confianza), que incluye una porción grande de la Alberca de Agua Cálida del Pacífico Oriental, sugiere los límites geográficos de la región oceánica directamente involucrada en el CTOC durante la etapa inicial del MAN.

Conocer los límites geográficos de estas regiones continental y oceánica claves permiten una cuantificación objetiva del CTOC y la definimos como la diferencia horizontal entre los promedios espaciales, sobre dichas regiones, de los campos diarios del grosor troposférico ΔZ :

$$\text{CTOC} = \{\Delta Z\}_{\text{continente}} - \{\Delta Z\}_{\text{océano}} \quad (4)$$

Las climatologías diarias de esta aproximación al CTOC del MAN y del balance de $P-E$ promediado espacialmente sobre la zona núcleo, se muestran en la Figura 15 para el periodo mayo – octubre. El CTOC cruza el cero (esto es, la capa atmosférica continental se vuelve más caliente que la capa oceánica) y empieza a crecer a finales de mayo, mucho antes del incremento en la precipitación que marca el inicio del monzón en la zona núcleo a

CFH vs diferencias horizontales de ΔZ (junio 16-30)

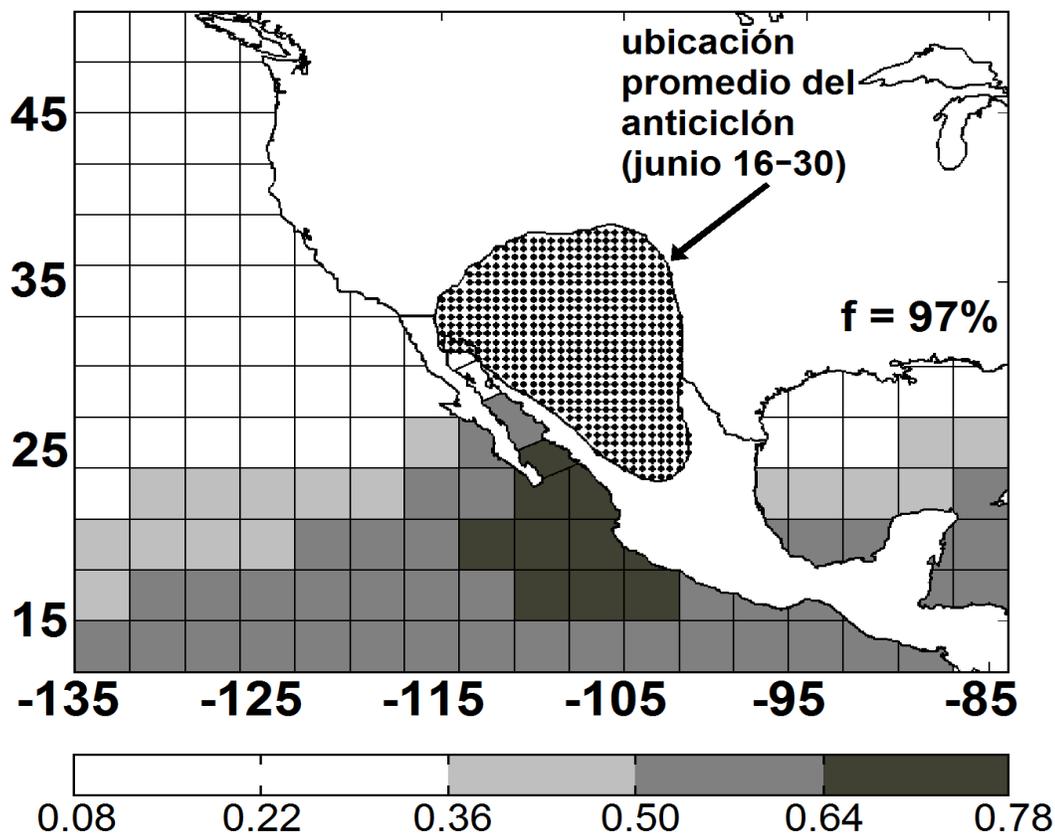


Figura 14. Correlación entre el índice de la CFH y diferencias horizontales medias durante la segunda quincena de junio entre el promedio espacial de ΔZ sobre la región continental punteada y el promedio espacial de ΔZ sobre cada una de las cajas oceánicas; sólo se muestran correlaciones estadísticamente significativas ($p < 0.05$) y f indica el nivel de la significancia espacial.

mediados de junio.

Por otro lado, los compuestos de las anomalías diarias de la CTOC para los años extremos (Fig. 16) muestran que los años con inicios húmedos (secos) tienen anomalías positivas (negativas) de la CTOC durante la etapa de gestación del monzón, a finales de mayo y principios de junio.

La correlación entre el índice correspondiente del CTOC (el promedio de la segunda quincena de junio) y el índice de la CFH durante el periodo 1979–2006 es 0.65 (estadísticamente significativo con 99% de confianza; Fig. 11). Por lo tanto, el CTOC explica 45% de la variabilidad interanual de la intensidad inicial del monzón. Otras causas de la

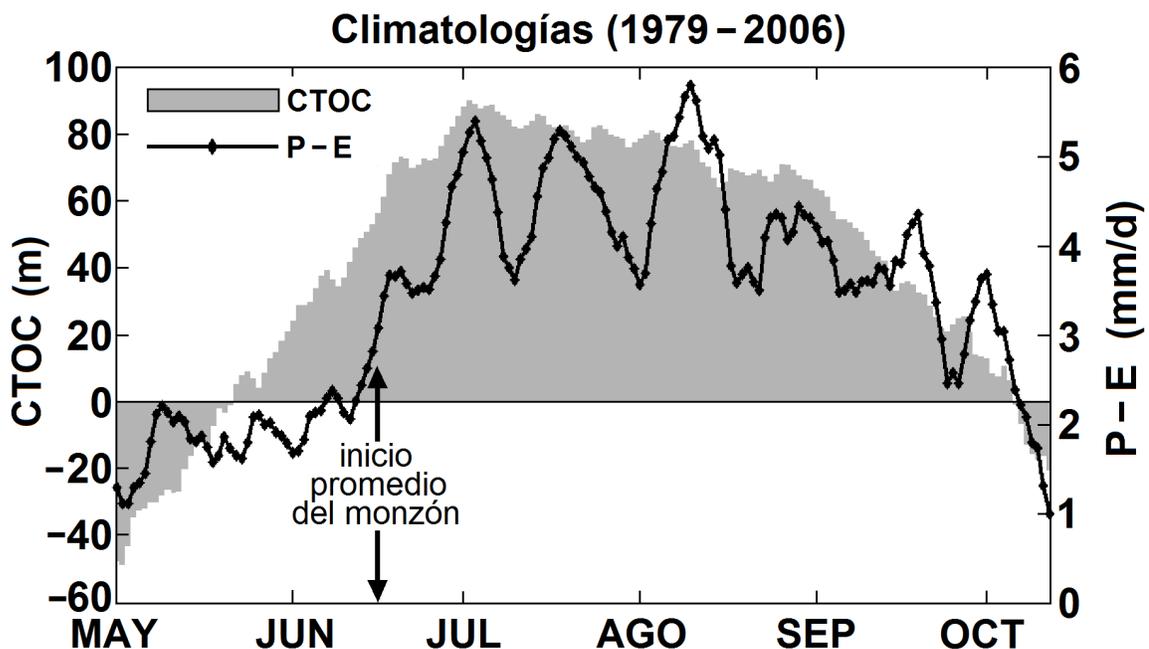


Figura 15. Climatologías diarias del CTOC asociado al MAN y del balance $P - E$ promediado espacialmente sobre la zona núcleo, basadas en los campos del *NARR* para el periodo 1979–2006.

variabilidad interanual del monzón independientes del CTOC, como el papel de la evapotranspiración como una fuente adicional de humedad para la precipitación del monzón (v. gr., Bosilovich *et al.*, 2003; Anderson *et al.*, 2004), o el efecto remoto de la TSM del Pacífico tropical (Castro *et al.*, 2007b), deben ser relevantes también durante la etapa inicial del MAN.

II.5 Conexión dinámica

Otros procesos claves del MAN son la baja térmica que se desarrolla sobre el desierto de Sonora durante la temporada monzónica y la circulación media de niveles bajos resultante que fluye hacia el norte a lo largo del Golfo de California y las planicies costeras del continente (Douglas, 1995; Bordoni *et al.*, 2004). Una cantidad física que probablemente relaciona a esos dos elementos del monzón es el gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California, el cual aproximamos como la diferencia media de P_{nm} entre un área sobre la boca del golfo y un área sobre la región de la baja térmica cerca del Alto Golfo (cuadrados en la Fig. 18) durante el inicio de la temporada (segunda quincena de junio):

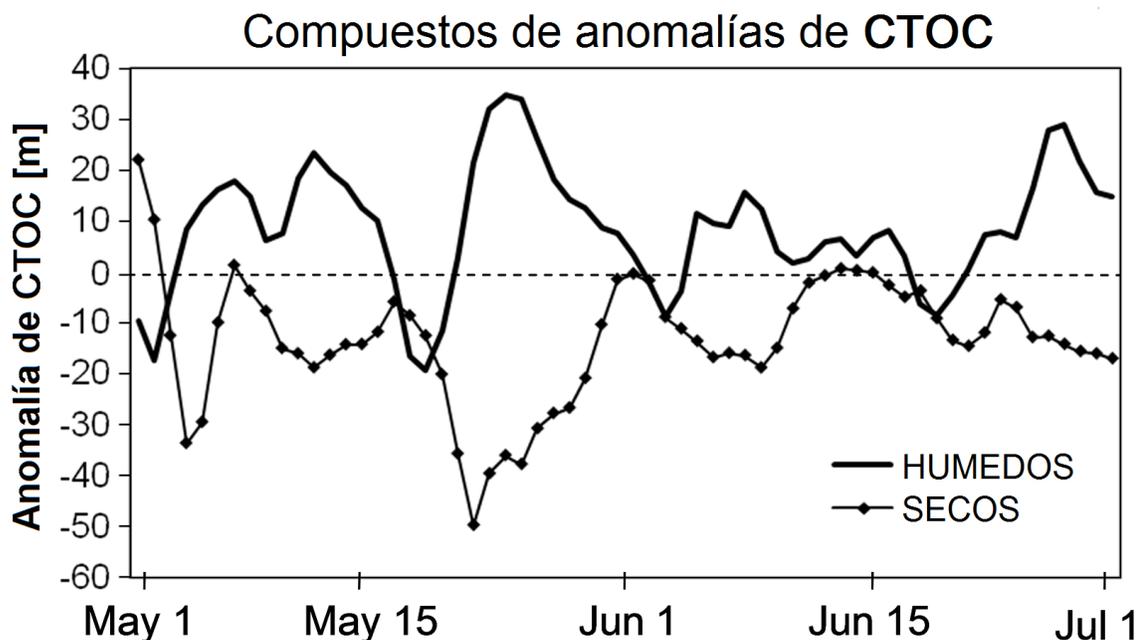


Figura 16. Compuestos de anomalías diarias del CTOC asociado al MAN de los 5 años más húmedos (curva continua) y los 5 años más secos (curva punteada) de la serie de tiempo del índice de la CFH que se muestra en la Figura 11.

$$\Delta p = \{Pnm\}_{boca\ golfo} - \{Pnm\}_{baja\ térmica} \quad (5)$$

valores positivos de Δp implican que la fuerza del gradiente de presión superficial se dirige hacia el noroeste, hacia el Alto Golfo.

La correlación entre el índice del CTOC definido en la sección 4 y uno correspondiente para la aproximación del gradiente de presión superficial a lo largo del golfo (el promedio durante la segunda quincena de junio de Δp ; no se muestra) es 0.58, que también es estadísticamente significativo con 99% de confianza. Esta correlación se ve reflejada en el análisis compuesto de la temperatura superficial continental y oceánica que se muestra en la Figura 17, basado en los extremos (el 25% de años más húmedos menos el 25% de años más secos) de la serie de tiempo del índice de la CFH (Fig. 11). El compuesto muestra claramente al CTOC regional que está presente en las inmediaciones de la zona núcleo durante la etapa inicial del MAN y que implica una modulación térmica del gradiente de presión a lo largo del Golfo de California: los inicios de monzones húmedos corresponden a temperaturas superficiales terrestres (TSTs) significativamente mayores en el suroeste de EUA y a TSMs significativamente más frías en el Océano Pacífico al sur del Golfo de California y adyacente

Ts: años de inicios extremos (húmedos – secos)

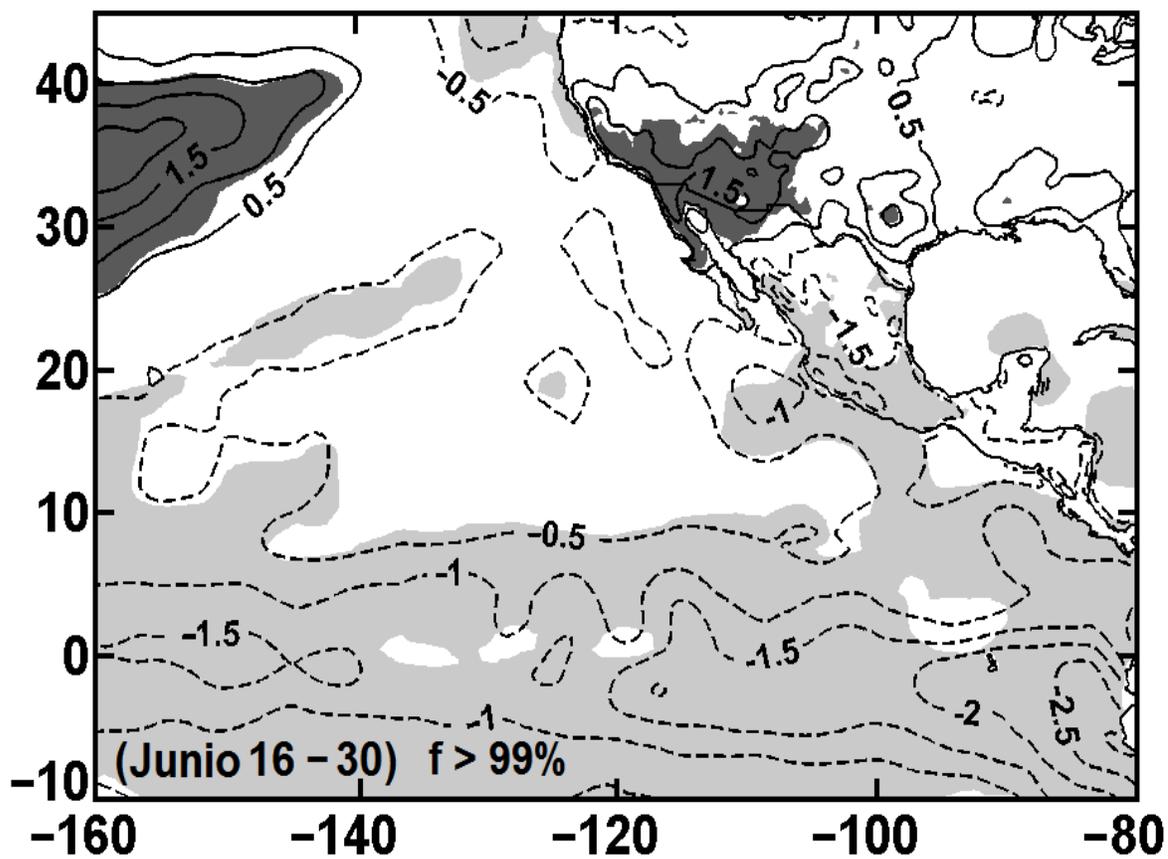


Figura 17. Diferencia compuesta de la temperatura superficial media durante la segunda quincena de junio, basada en los 7 años con los inicios más húmedos y secos del periodo de estudio (1979–2006). Se muestra la diferencia entre el promedio de los años húmedos menos el promedio de los años secos; regiones de diferencias positivas (negativas) estadísticamente significativas ($p < 0.05$) están sombreadas en tonos oscuros (claros) de gris; el intervalo de contorno es 0.5°C sobre el océano y 1.0°C sobre el continente; los datos de TSM son del conjunto *OISST-V2* (Reynolds *et al.*, 2002), mientras que los datos de TST son del *NARR*; f indica el nivel de significancia espacial.

al centro de México, que los monzones secos.

El gradiente de presión superficial, Δp , a su vez se correlaciona altamente con el flujo de humedad de niveles bajos en toda la región del Golfo de California y las planicies costeras adyacentes (Fig. 18). Ese patrón geográfico de alta correlación está claramente confinado por la península de Baja California hacia el occidente, posiblemente por la influencia del centro

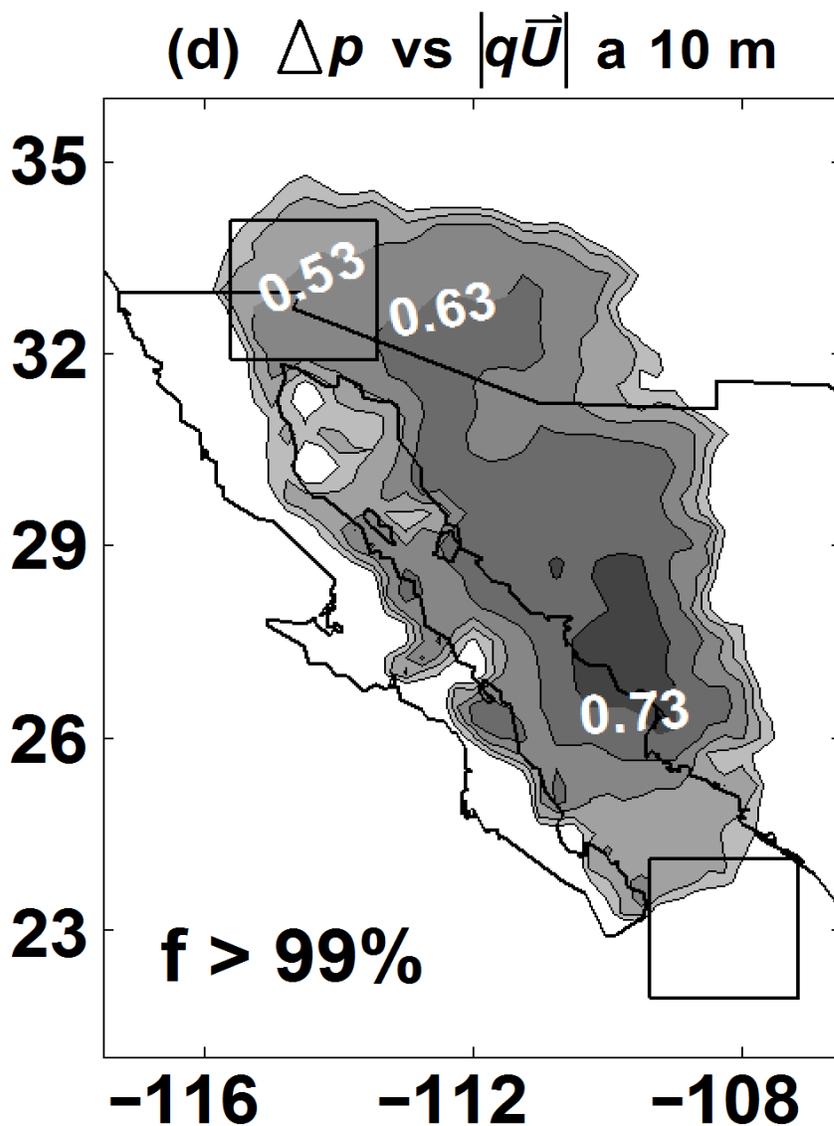


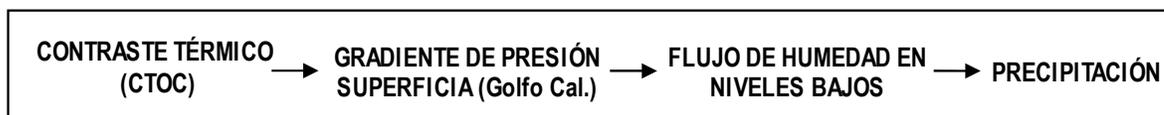
Figura 18. Correlación entre el índice del gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California (Δp) y la magnitud del flujo de humedad superficial ($|q\vec{U}|$ a 10m); ambas cantidades están promediadas sobre la segunda quincena de junio y el intervalo de contorno es 0.1. Sólo se muestran contornos significativos ($p < 0.05$) y f indica el nivel de significancia espacial.

de alta presión del Pacífico Norte y por la SMO hacia el oriente, por lo que es consistente con las características propias de un canal que han sido descritas para la atmósfera baja sobre el Golfo de California (Badan-Dangon *et al.*, 1991).

La importancia del transporte de humedad de niveles bajos sobre el Golfo de California y las planicies costeras adyacentes para modular la precipitación inicial del monzón

es mostrada claramente por la Figura 19. Durante el año con el inicio mas seco del periodo de estudio (1983; Fig. 19a), la zona núcleo recibió en la segunda quincena de junio, por medio de la circulación media de niveles bajos sobre el golfo, aproximadamente la mitad del vapor de agua que se observa en el promedio climatológico (Fig. 19b) y sólo un tercio del que recibió el año más húmedo (1990; Fig. 19c). Dichas proporciones se mantienen también, aproximadamente, en las distribuciones correspondientes de la precipitación acumulada de las primeras semanas de la temporada monzónica (Figs. 19d-f).

Sobre la base de la evidencia expuesta, proponemos la siguiente conexión dinámica, directamente proporcional, entre el CTOC y la intensidad inicial del monzón: el CTOC modula el gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California que se forma durante la temporada monzónica por la presencia de la baja térmica; éste a su vez afecta la circulación media de niveles bajos sobre el golfo que transporta hacia el norte a la mayoría de la humedad que entra a la zona núcleo por debajo de la superficie de 850 mb (Figs. 13e y 18). Todos los signos de las correlaciones en las Figuras 11, 12, 14, 18 y 20, junto con la correlación positiva entre los índices de CTOC y Δp , son consistentes con la relación dinámica directamente proporcional entre el CTOC y la intensidad inicial del MAN en la zona núcleo:



II.6 TSM: efectos locales vs remotos

Aunque la Figura 17 muestra claramente la influencia del CTOC en las inmediaciones del Golfo de California, la señal mas fuerte de la TSM corresponde al Pacífico tropical remoto, lo que sugiere que ese compuesto refleja tanto el mecanismo regional del CTOC propuesto en la hipótesis del presente trabajo, como el mecanismo de forzamiento remoto de la TSM abordado por Castro *et al.* (2007b) y que involucra a un patrón teleconectivo de latitudes medias que afecta la posición del anticiclón del monzón.

Los análisis adicionales de la correlación entre el índice de la CFH y las anomalías de

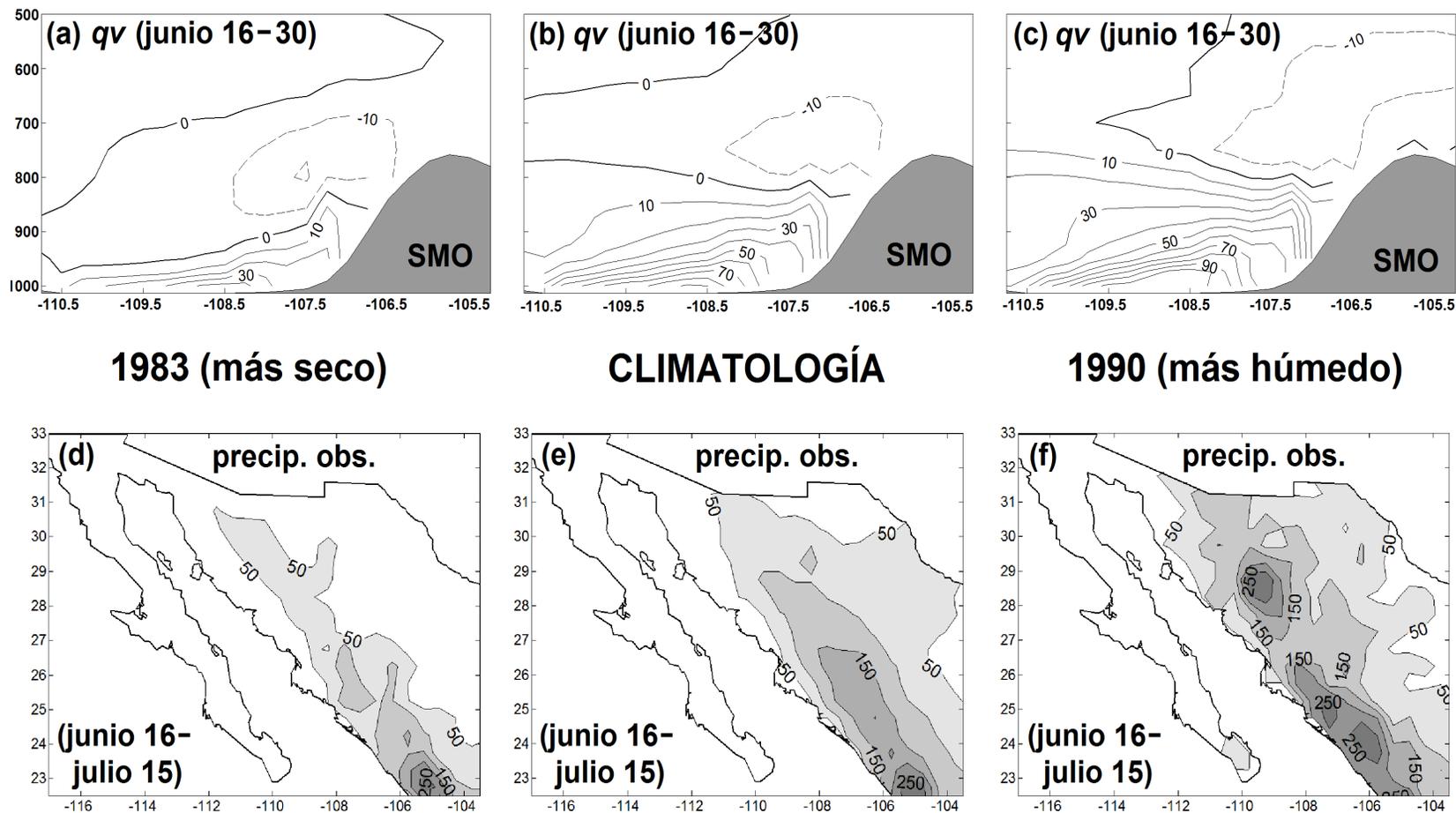


Figura 19. Los cuadros superiores muestran la sección vertical, a lo largo de la frontera sur de la zona núcleo, del flujo de humedad (qv) medio durante la segunda quincena de junio para (a) 1983 (el año con el inicio más seco del periodo de estudio), (b) el promedio climatológico basado en el periodo 1979–2006 y (c) 1990 (el año con el inicio más húmedo). Los cuadros inferiores muestran la distribución de la precipitación acumulada correspondiente durante el periodo 16 junio – 15 julio; el intervalo de contorno es 50 mm.

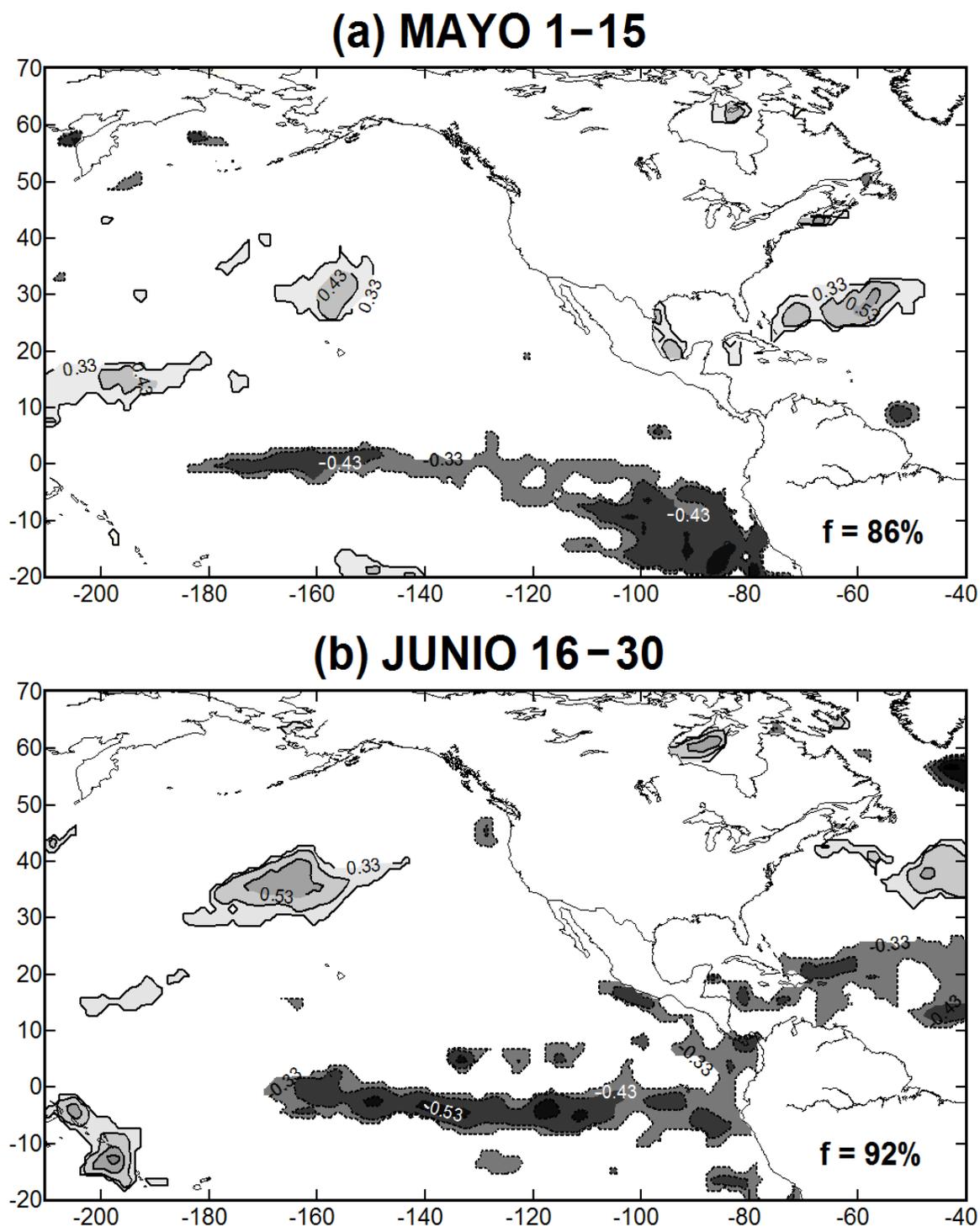


Figura 20. Correlación entre el índice de la CFH y anomalías promedio de la TSM para (a) la primera quincena de mayo y (b) la segunda quincena de junio, basada en el periodo 1982–2006; las correlaciones significativas ($p < 0.05$) positivas (negativas) se muestran en tonos claros (oscuros) de gris; el intervalo de contorno es 0.1 y f indica el nivel de significancia espacial.

la TSM del Océano Pacífico que se muestran en la Figura 20 aportan evidencia adicional que sugiere que las influencias remotas y locales de la TSM sobre el MAN corresponden a esos dos mecanismos independientes. Mientras que la correlación entre el índice de la CFH y las anomalías locales de la TSM cercanas a la costa occidental del centro y sur de México no es significativa a principios de mayo, antes del inicio del monzón (Fig. 20a), sí lo es durante la etapa inicial a finales de junio (Fig. 20b)¹. En contraste, las anomalías de la TSM del Pacífico Ecuatorial se correlacionan significativamente con la CFH desde principios de mayo y mantienen dicha correlación hasta después de iniciado el monzón. Ese patrón espacio-temporal de correlación entre el índice de la CFH y las anomalías de la TSM del Océano Pacífico es consistente con la propuesta de dos mecanismos físicos independientes. El mecanismo de forzamiento remoto por la TSM del Pacífico Ecuatorial, relacionado a *ENSO*, involucra procesos teleconectivos en las latitudes medias que interfieren con la evolución del anticiclón de altura del MAN (Castro *et al.*, 2007b). Por lo tanto, es de esperarse que la escala de tiempo asociada a este mecanismo sea mas larga y que refleje señales asociadas en el campo de TSM que ocurren antes en el ciclo anual que las que corresponden al mecanismo local del CTOC, que ocurre en las inmediaciones de la zona núcleo y que por lo tanto requiere de menos tiempo para interactuar con el monzón.

II.7 Discusión y conclusiones

Nuestro estudio indica que la fuente mas importante de humedad para la zona núcleo durante la etapa inicial del monzón, diferenciada de otras regiones del MAN, es la circulación media de niveles bajos sobre la región sur del Golfo de California y las planicies costeras adyacentes y que por lo tanto ésta tiene su origen en el Océano Pacífico oriental tropical. Este resultado resalta el papel central que juega dicha circulación para determinar la intensidad inicial del monzón y es consistente con las conclusiones de estudios previos (Douglas, 1995; Bordoni *et al.*, 2004; Mo *et al.*, 2005; Johnson *et al.*, 2007). Sin embargo, una relación de causa-efecto como la conexión dinámica entre el CTOC y el transporte de humedad hacia la zona núcleo que proponemos en la sección 5 no se puede sustentar exclusivamente en los

¹ Las regiones estadísticamente significativas de la Figura 20 son mas pequeñas que las de la Figura 17, debido al criterio más estricto que se utilizó en la primera para evaluar la prueba de significancia local; los detalles de dicha prueba se encuentran en Livezey y Chen (1983).

análisis de correlación que hemos presentado. Nuestra propuesta cumple con dos condiciones adicionales de causalidad: (1) la causa (la formación estacional del CTOC regional) precede climatológicamente al efecto (el incremento de la precipitación en la zona núcleo que marca el inicio del monzón; Fig. 15) y (2) la conexión dinámica entre la causa y el efecto (la modulación térmica del gradiente de presión superficial dirigido hacia el noroeste a lo largo del Golfo de California, que a su vez fuerza la circulación media de niveles bajos responsable de transportar la mayoría de la humedad hacia la zona núcleo) es sencilla y directa, al involucrar términos de primer orden en las ecuaciones de movimiento.

Finalmente, resumimos nuestros resultados a continuación. (1) La circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California y las planicies costeras adyacentes, que se origina sobre el Océano Pacífico oriental tropical, es la principal fuente inicial de humedad para la zona núcleo del MAN; (2) presentamos evidencia que sugiere fuertemente que el CTOC juega un papel importante para determinar la intensidad inicial del monzón en la zona núcleo y que éste constituye un mecanismo para la variabilidad interanual del MAN que es independiente del proceso teleconectivo de latitudes medias descrito por Castro *et al.* (2007b); y (3) nuestros resultados indican una conexión dinámica directamente proporcional entre el contraste térmico océano-continente, el gradiente superficial de presión a lo largo del Golfo de California y el transporte de humedad de niveles bajos (> 850 mb) que resulta hacia la zona núcleo, mismo que proviene de la región sur del Golfo de California y del Océano Pacífico oriental tropical y que afecta la precipitación inicial del monzón sobre el noroeste de México.

Capítulo III

Análisis numérico de la sensibilidad del MAN a forzamientos idealizados de la TSM

III.1 Introducción.

La amplia gama de procesos y escalas espaciales y temporales asociados al sistema del Monzón de América del Norte (MAN) representan un reto importante para la modelación numérica de la atmósfera en general y para los pronósticos computacionales de la precipitación del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos en particular. La escasez relativa del agua en dicha región subraya la relevancia de la labor científica encaminada al mejoramiento constante de dichos pronósticos.

En ese sentido se llevó a cabo el Experimento del Monzón de América del Norte (*NAME*, por sus siglas en inglés), durante el verano del 2004. Ese esfuerzo coordinado entre instituciones nacionales y estadounidenses consistió en una campaña observacional de la atmósfera de gran escala, encaminada a muestrear los procesos asociados al monzón en todas las escalas espaciales y temporales involucradas. Al aportar observaciones detalladas y simultáneas de los fenómenos relevantes, en algunos casos por primera vez, una de las metas a largo plazo del *NAME* era contribuir al mejoramiento sistemático de las simulaciones numéricas del monzón, incluyendo en última instancia el desarrollo de un pronóstico estacional confiable (Gutzler *et al.*, 2005).

Han sido muchos los esfuerzos por modelar numéricamente al MAN, tanto desde una perspectiva integral (*v. gr.*, Stensrud *et al.*, 1995; Schmitz y Mullen, 1996; Barlow *et al.*, 1998; Berbery, 2001; Bosilovich *et al.*, 2003; Berbery y Fox-Rabinovitz, 2003; Xu *et al.*, 2004b; Mo *et al.*, 2005; Castro *et al.*, 2007a y 2007b), como con énfasis en los procesos individuales asociados a éste, como por ejemplo el estudio numérico de los pulsos de humedad del Golfo de California (Stensrud *et al.*, 1997). Los resultados de dichos trabajos indican que las distintas metodologías de modelación que han sido desarrolladas para el MAN han logrado reproducir adecuadamente tanto sus rasgos de gran escala (la inversión estacional de la circulación de niveles bajos sobre la región del Golfo de California y la evolución de la circulación anticiclónica en la troposfera superior), como la variabilidad de alta frecuencia y

de la escala sinóptica asociadas al ciclo diario de la convección profunda sobre la Sierra Madre Occidental (SMO) y a los pulsos de humedad, respectivamente.

Uno de los primeros trabajos numéricos que logró reproducir los rasgos claves de la circulación atmosférica media asociados al MAN, tanto en los niveles bajos como en la troposfera superior, se debe a Stensrud *et al.* (1995). Dicho trabajo es notable también porque introdujo a la modelación del MAN el uso de la técnica de relajamiento newtoniano para atender el problema del cálculo de condiciones iniciales óptimas para una simulación numérica. Desde entonces, el incremento sostenido de la capacidad de cómputo, aunado al desarrollo de algoritmos matemáticos más complejos para la asimilación de observaciones a los modelos numéricos, han permitido la aparición de diagnósticos numéricos de la atmósfera de alta resolución, entre los que destaca el reciente Reanálisis Regional de América del Norte (*NARR*, por sus siglas en inglés; Mesinger *et al.*, 2006). Aunque sólo abarca el periodo de 1979 a la fecha, la alta resolución horizontal del *NARR* (32 km) ofrece ventajas valiosas respecto al primer reanálisis conjunto del Centro Nacional para la Predicción Ambiental / Centro Nacional para la Investigación Atmosférica de EUA (*NCEP/NCAR*, por sus siglas en inglés), cuya resolución de 2.5° no era suficiente para resolver adecuadamente al MAN.

Un estudio relacionado con el presente trabajo, que está basado en un modelo global de circulación oceánica y los datos del reanálisis *NCEP/NCAR I*, es el de Kawamura *et al.* (2002). Aunque este trabajo se refiere al monzón australiano, su objetivo central es investigar los mecanismos de interacción entre el océano y la atmósfera que determinan directamente el inicio de la temporada monzónica. El panorama sugerido por sus resultados subraya la importancia de los mecanismos de retroalimentación entre la atmósfera y el océano durante el periodo de gestación del monzón. Por ejemplo, el contraste térmico océano-continente (CTOC) que antecede al monzón da lugar a una celda de circulación atmosférica vertical sobre el continente que tiene su brazo descendente sobre las periferias del continente australiano. La subsidencia resultante, que implica una mayor insolación por la disminución de la nubosidad, a su vez actúa para incrementar la TSM a lo largo de la costa norte de Australia. Dicho incremento es uno de los factores que contribuyen directamente al inicio del monzón.

El enfoque del presente trabajo está puesto en la variabilidad interanual del MAN,

misma que ya ha sido abordada por diversos trabajos numéricos. Castro *et al.* (2007a y 2007b) utilizaron el Sistema de Modelación Atmosférica Regional (*RAMS*, por sus siglas en inglés) para realizar un escalamiento dinámico del reanálisis *NCEP/NCAR I* a una malla de 35 km de resolución horizontal, durante el periodo 1950–2002. A partir de los nuevos campos de alta resolución encontraron una fuerte relación entre los principales modos de variabilidad de la TSM del Océano Pacífico (*ENSO* y la Oscilación Decadal del Pacífico) y la evolución estacional del MAN, mediante un mecanismo teleconectivo en las latitudes medias capaz de interferir con el desplazamiento latitudinal del anticiclón del monzón. Dicho mecanismo implica por lo tanto que la TSM del Océano Pacífico puede forzar remotamente al MAN, lo que constituye una hipótesis para explicar su variabilidad interanual.

Una segunda hipótesis para la variabilidad interanual del MAN se refiere al efecto del CTOC sobre la magnitud del transporte de humedad hacia la zona núcleo y la intensidad de la precipitación asociada al monzón. La formación del CTOC, que climatológicamente antecede a la etapa inicial del monzón por aproximadamente tres semanas (Fig. 15), ocurre en las inmediaciones de la zona núcleo, por lo que se debe considerar como un mecanismo esencialmente local, posiblemente independiente de los efectos remotos de la TSM del Océano Pacífico. Sin embargo, la influencia del CTOC sobre la intensidad del monzón ha sido abordada principalmente desde el punto de vista de la hidrología continental (Higgins y Shi, 2000; Small, 2001; Lo y Clark, 2002; Zhu *et al.*, 2005, 2007). Dichos trabajos han buscado explicar las correlaciones observadas entre la precipitación del invierno anterior en el suroeste de Estados Unidos y la intensidad del MAN, por medio de anomalías de la humedad del suelo que persisten durante la primavera con una magnitud suficiente como para tener un efecto sobre el CTOC al inicio del verano. Adicionalmente, en un estudio numérico realizado con el modelo atmosférico *MM5*, acoplado al modelo de la superficie terrestre de la Universidad Estatal de Óregon (*OSU LSM*, por sus siglas en inglés), Xu *et al.* (2004a) investigaron las relaciones entre la humedad de suelo y la precipitación del MAN. Los resultados de ese trabajo sugieren la importancia de los procesos de retroalimentación entre la precipitación y la humedad del suelo, al comprobar que una anomalía fuerte de la precipitación en la región del MAN tiene la capacidad de incidir significativamente en la humedad del suelo y en la temperatura superficial y que dicho efecto puede persistir por lo

menos durante un mes, lo que subraya la importancia de representar correctamente los procesos de interacción entre la superficie terrestre y la atmósfera al modelar la evolución del monzón.

En el capítulo anterior presentamos evidencia que sustenta nuestra propuesta para el mecanismo dinámico mediante el cual la intensidad inicial del MAN responde a variaciones del CTOC: la modulación térmica del gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California y la subsiguiente respuesta del transporte de humedad hacia la zona núcleo por medio de la circulación media de niveles bajos (> 850 mb) sobre el golfo y las planicies costeras continentales. El objetivo central de este capítulo es probar dicha relación dinámica como uno de los mecanismos físicos responsables de la variabilidad interanual del MAN, mediante el análisis de sensibilidad a forzamientos impuestos a la TSM regional en simulaciones numéricas del monzón con el modelo atmosférico *MM5*. Las simulaciones numéricas se realizan para los cinco años más húmedos y más secos del periodo de estudio (1982–2006), con el propósito doble de abarcar ambos extremos de la variabilidad interanual del monzón y de contar con una cantidad suficiente de grados de libertad para evaluar la significancia estadística de las diferencias encontradas. En la siguiente sección se aborda la metodología de modelación utilizada para capturar los rasgos esenciales del monzón. Una vez validada dicha metodología, en las secciones 3 y 4 se presentan el diseño experimental y los resultados de los análisis de sensibilidad a los forzamientos impuestos a la TSM, respectivamente. Por último, las conclusiones de este estudio se exponen en la sección 5.

III.2 Metodología de modelación.

2.1 Configuración del modelo *MM5*.

El Sistema de Modelación de Mesoescala de Quinta Generación *PSU/NCAR* (conocido comúnmente como *MM5*) es un modelo atmosférico regional, no hidrostático y de coordenadas sigma, diseñado para calcular la circulación atmosférica en mallas tridimensionales de área limitada. Fue desarrollado por la Universidad Estatal de Pensilvania y en la actualidad es ampliamente utilizado a nivel mundial. Su descripción detallada se puede encontrar en <http://www.mmm.ucar.edu/mm5>.

Entre los problemas inherentes a la modelación numérica de la atmósfera, destacan los

relativos a las parametrizaciones físicas necesarias para representar los fenómenos relevantes no resueltos por una resolución espacial dada: la convección y el proceso de formación de nubes, la turbulencia de la capa planetaria, los cambios de fase del agua y los distintos procesos radiativos de onda larga. Existen muchos trabajos en la literatura que han atacado el problema de determinar, de entre la amplia variedad de esquemas de parametrización disponibles, aquellos que son óptimos para la modelación numérica del MAN (Wang y Seaman, 1997; Bright y Mullen, 2002; Gochis *et al.*, 2002; Xu y Small, 2002; Gochis *et al.*, 2003; Ratnam y Kumar, 2005). Aunque una descripción detallada de dichos esquemas escapa al enfoque del presente trabajo, las opciones seleccionadas para configurar nuestras simulaciones numéricas, basadas en dichos trabajos, se discuten brevemente a continuación.

a) Parametrización de la convección. La convección profunda sobre la Sierra Madre Occidental es el proceso físico responsable de convertir a la humedad asociada al monzón en precipitación, por lo que su representación adecuada en el modelo numérico es de gran importancia. Los trabajos de Gochis *et al.* (2002, 2003) concluyeron que de entre la amplia variedad de esquemas disponibles para parametrizar la convección, el de Kain-Fritsch (Kain, 2004) es el más adecuado para el MAN. Dicho esquema contempla explícitamente el efecto de corrientes ascendentes y descendentes en el interior de las nubes, el intercambio de masa entre éstas, la atmósfera circundante y la capa planetaria a causa de la mezcla turbulenta, y los efectos de la formación de nubes bajas (incapaces de producir precipitación) por convección somera.

b) La capa planetaria. Los procesos turbulentos que ocurren en la capa planetaria afectan directamente al intercambio de calor y agua entre la superficie del planeta y la atmósfera. El rango de resoluciones horizontales comúnmente utilizadas en los modelos numéricos regionales implica que dichos procesos no son resueltos explícitamente y deben ser parametrizados. Siguiendo los resultados de Bright y Mullen (2002), utilizamos el esquema de la capa planetaria MRF (Hong y Pan, 1996), el cual se basa tanto en los gradientes locales de la temperatura potencial y la velocidad para calcular la difusión vertical turbulenta, como en el esquema de Troen-Mahrt (1986) para incorporar los efectos no locales debidos a la turbulencia de gran escala en el cálculo de los transportes de masa y momento.

c) Esquema de radiación. Para representar los flujos de calor radiativos, utilizamos

uno de los esquemas disponibles en el modelo MM5 que toma en cuenta las interacciones de las radiaciones de onda corta y onda larga tanto en presencia de nubes como en condiciones de cielo despejado.

d) Procesos microfísicos en nubes. Los cambios de fase del agua que ocurren en el interior de las nubes responden a procesos termodinámicos complejos que involucran diversos tipos de hielo y nieve. El esquema de microfísica de nubes seleccionado para nuestras simulaciones numéricas (Reisner, 1998) contempla explícitamente las interacciones entre las distintas fases del agua en el interior de las nubes: la líquida, la de vapor y las de las diversas especies de hielo y nieve. Adicionalmente, bajo las condiciones indicadas, permite la presencia de agua en estado líquido con temperaturas inferiores a 0° C (agua '*superenfriada*').

e) Procesos terrestres. Para abordar el problema del cálculo de los flujos de calor y agua del subsuelo y su interacción con la atmósfera en la frontera inferior del modelo numérico, utilizamos una opción acoplada previamente al modelo MM5: el Modelo Hidrológico Unificado de la Superficie Terrestre (conocido comúnmente por el acrónimo en inglés *NOAH LSM*), que fue desarrollado de manera conjunta por NCEP, la Universidad Estatal de Óregon, la Fuerza Aérea de EUA y el Laboratorio de Investigación Hidrológica. El modelo *NOAH* tiene la capacidad de resolver los balances completos de calor y agua de la columna de suelo y en la Figura 21 se presenta un esquema que resume sus principales atributos. La columna de suelo se divide verticalmente en cuatro capas, las cuales permiten los flujos libres de agua y calor entre ellas. La capa superior incluye a la cobertura vegetal y permite la representación de los diversos tipos de suelo. Para el cálculo del balance de agua en la superficie terrestre, el modelo considera a la evapotranspiración, el escurrimiento y la evaporación de suelos húmedos y de cuerpos de agua, entre otros. Una descripción detallada del modelo *NOAH* se puede encontrar en http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/gcp/noahlsn/README_2.2.htm.

Adicionalmente a las opciones de configuración mencionadas arriba, la metodología de modelación que proponemos para representar adecuadamente al MAN considera los siguientes puntos:

1. La **malla computacional** utilizada en las simulaciones numéricas se muestra en la Figura 22a y corresponde a una proyección Lambert conforme con una resolución horizontal

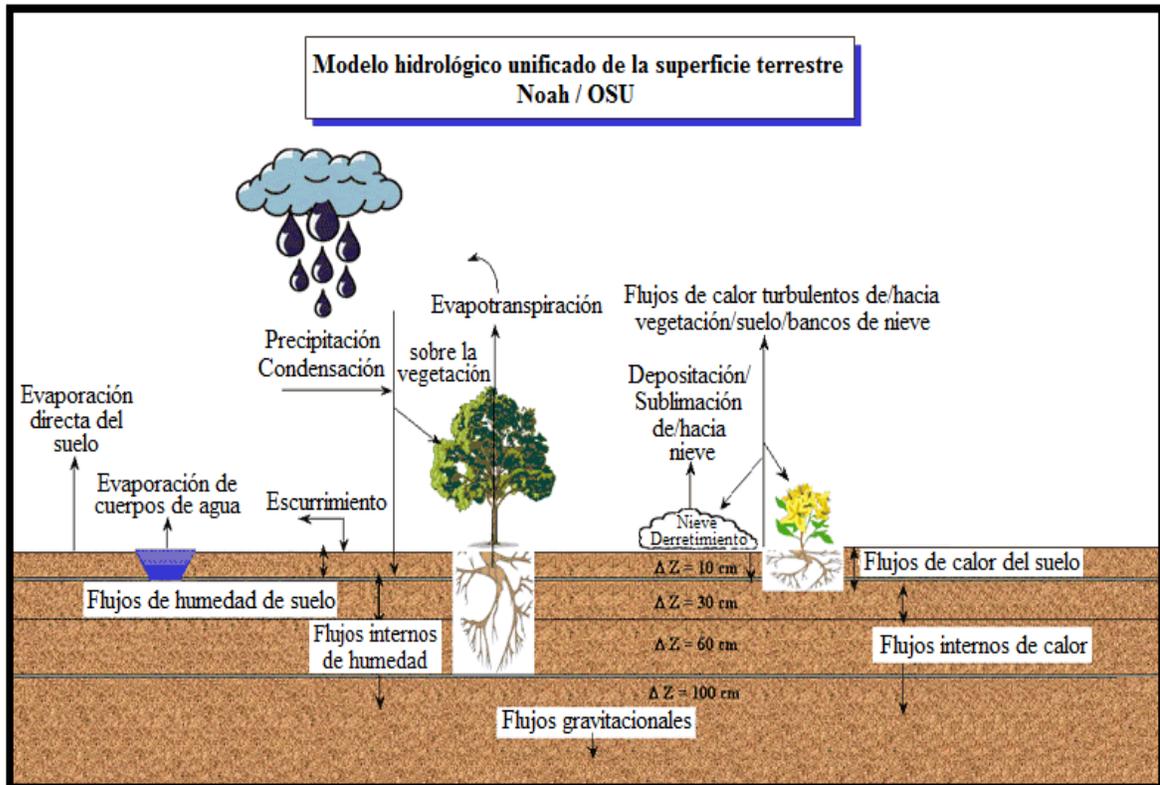


Figura 21. Representación esquemática del modelo hidrológico de superficie *NOAH/OSU*, acoplado al modelo atmosférico *MM5*. La dimensión vertical de la columna de suelo queda representada por 4 capas de grosores distintos que modelan los flujos de agua y calor del subsuelo, así como su interacción con la atmósfera. La figura fue tomada de http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/gcp/noahslm/README_2.2.htm.

de 32 km y 28 niveles sigma en la vertical. El dominio de integración, centrado en la zona núcleo del monzón (Fig. 22b), abarca aproximadamente de 12°N – 39°N de extensión latitudinal y de 125°W – 100°W de extensión longitudinal, con lo que la malla abarca toda la SMO, la región del Golfo de California y el desierto de Sonora. Otro punto notable es que con 32 km de resolución horizontal, las elevaciones máximas de las sierras de la península de Baja California están reducidas en comparación a la topografía real (Fig. 22c). Dicho efecto es más notorio en Baja California Sur.

2. La **duración** de las simulaciones es de 76 días, empezando el 1ero de mayo y continuando sin reiniciar hasta el 16 de julio.

3. Se modelan ambos extremos de la variabilidad interanual del monzón, según el índice de la convergencia del flujo de humedad (CFH) presentado en el capítulo II (Fig. 11). Seleccionamos los cinco **años más húmedos** (1984, 1989, 1990, 1999, 2003) y los cinco

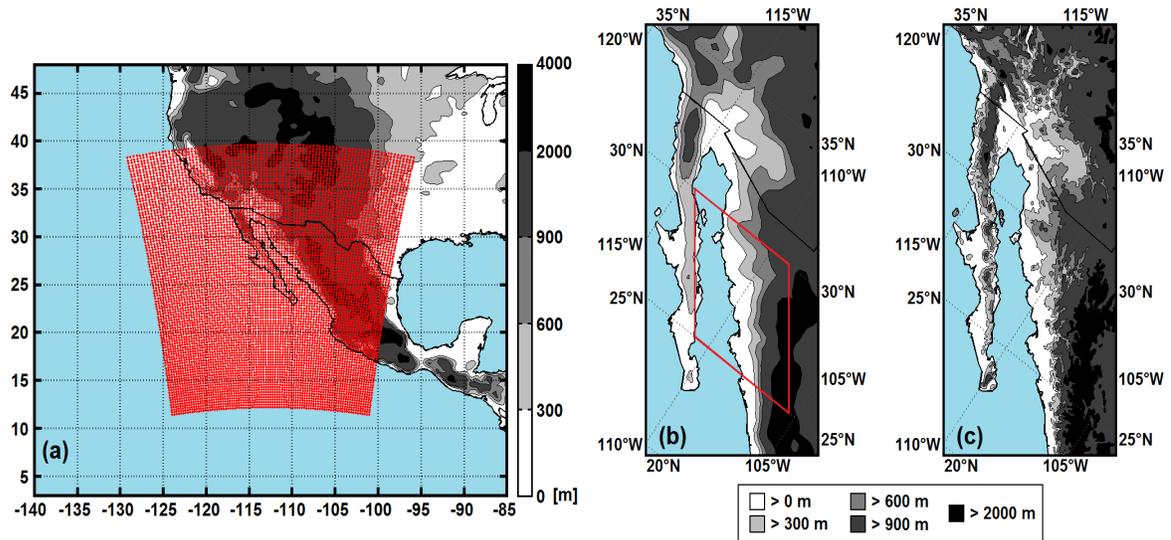


Figura 22. (a) Malla computacional utilizada en las simulaciones del modelo *MM5*; la resolución horizontal es de 32 km. Se muestra también el detalle de la topografía de la región del Golfo de California representada por (b) la malla computacional del *MM5* y (c) por una base de datos de alta resolución. El polígono en (b) marca los límites geográficos utilizados en el presente estudio para la zona núcleo del monzón.

años más secos (1982, 1983, 1987, 1992, 2004) del periodo de estudio.

4. Las **fronteras laterales** del modelo *MM5* son actualizadas cada 3 horas con los campos correspondientes del *NARR*.

5. El tratamiento dado a **los campos de TSM** utilizados para forzar la frontera inferior del modelo numérico es de gran importancia para las simulaciones del MAN (Li *et al.*, 2005). Dicho trabajo mostró claramente la sensibilidad que tienen los campos de temperatura, altura geopotencial, viento y precipitación del MAN al forzar el modelo con las distintas bases de datos de la TSM disponibles, las cuales pueden tener diferencias entre ellas de hasta 2°C. Como uno de los aspectos débiles del *NARR* fue precisamente la falta de datos adecuados para representar la TSM del Golfo de California en el reanálisis (Mesinger *et al.*, 2006), al forzar la frontera inferior del *MM5* en nuestras simulaciones numéricas optamos por sustituir los campos de TSM del *NARR* por los de la combinación óptima de datos *in situ* y de satélite comúnmente conocida como la TSM de Reynolds (ver *OISST-V2*, Reynolds *et al.*, 2002). La Figura 23 muestra una comparación entre los campos medios de la TSM del *NARR* y de Reynolds para junio del 2004 y el compuesto correspondiente derivado de las observaciones diurnas y nocturnas de los sensores *MODIS* a bordo de los satélites *Terra* y *Aqua*. Tomando el

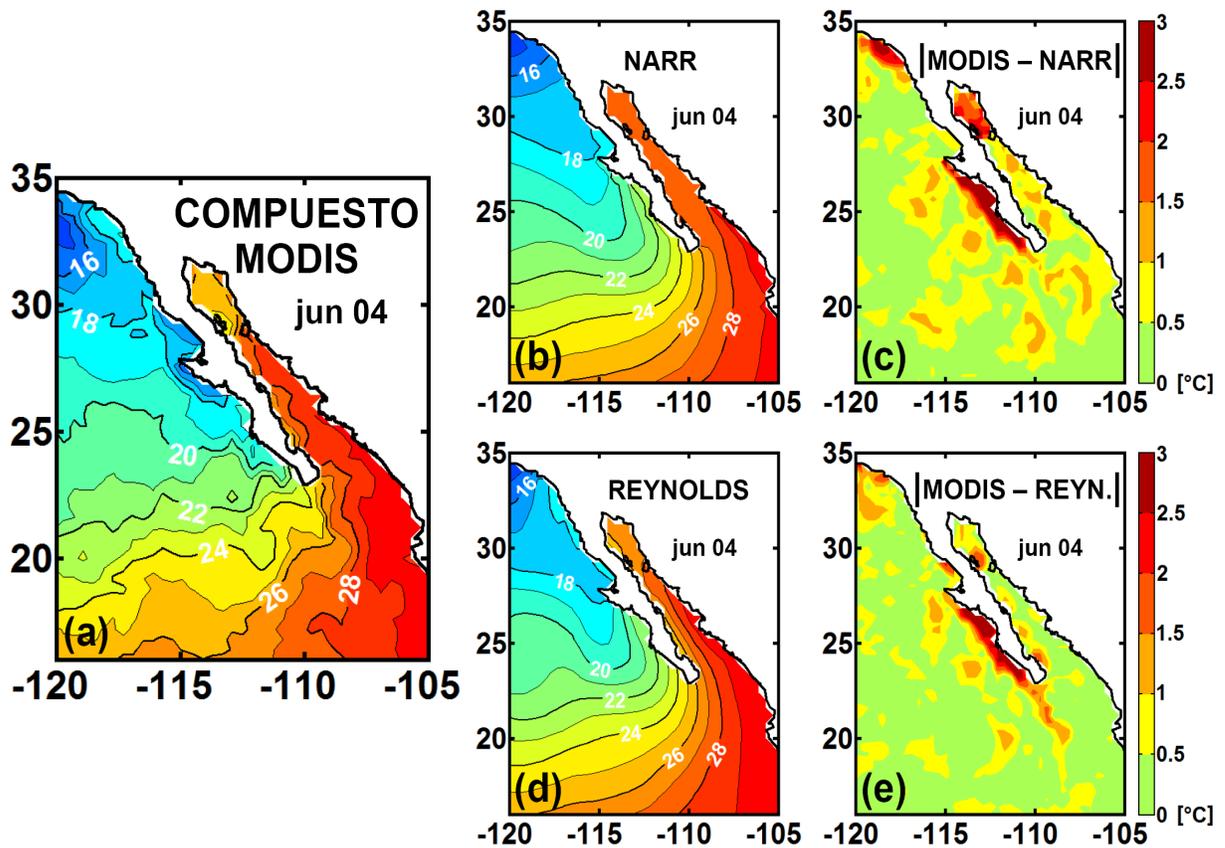


Figura 23. Comparación entre el promedio mensual para junio del 2004 de tres bases de datos de la TSM. (a) Compuesto de observaciones hechas por los sensores *MODIS* de los satélites *Aqua* y *Terra*; (b) y (d) promedios correspondientes calculados a partir del campo de temperatura superficial del *NARR* y del conjunto de datos *OISST-V2* (Reynolds *et al.*, 2002), respectivamente; en (c) y (e) se muestran las diferencias absolutas entre el campo promedio de *MODIS* y los de *NARR* y *OISST-V2*.

campo compuesto de *MODIS* como valor de referencia, en las Figuras 23c y 23e se puede observar que los datos de la TSM de Reynolds son notablemente mejores que los de *NARR* en el Golfo de California, especialmente en la región norte del Golfo de California.

6. Un obstáculo importante para la modelación numérica de la atmósfera es la obtención de condiciones iniciales adecuadas para la integración de las ecuaciones de movimiento. Además, al inicializar el modelo necesariamente debe transcurrir un periodo de ajuste de los campos iniciales del modelo a la topografía representada por la malla computacional. Para abordar este problema, utilizamos la técnica de **relajamiento newtoniano** (conocida comúnmente en inglés como ‘*nudging*’), para disminuir los errores del modelo durante el

periodo de ajuste. Dicha técnica consiste en agregar un término a las ecuaciones del modelo *MM5*, el cual restringe la evolución de sus campos al comportamiento de soluciones prescritas (en nuestro caso dadas por los campos del *NARR*), como se muestra a continuación:

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = F(\alpha, \vec{x}, t) + G_{\alpha} \cdot (\alpha_0 - \alpha) \quad (6)$$

Donde:

α = representa cualquier campo escalar del *MM5* (típicamente las componentes de la velocidad horizontal del viento, la temperatura y la humedad específica de la atmósfera)

α_0 = el campo escalar prescrito correspondiente (o la solución a la que se quiere ajustar el campo del *MM5*; en nuestro caso utilizamos los campos del *NARR*)

G_{α} = escala temporal del relajamiento newtoniano

F = término que representa la dinámica propia del *MM5*

\vec{x} = vector de posición

t = tiempo

Sin embargo, la evolución libre de los campos modelados se ve restringida al utilizar el relajamiento newtoniano, lo cual representa un problema para experimentos numéricos como los planteados para probar la hipótesis del CTOC como modulador de la variabilidad interanual del MAN, en los que se analiza la sensibilidad de la atmósfera a cambios en las condiciones de forzamiento (*v. gr.*: cambios en la TSM). Por tal motivo, introducimos una evolución en el tiempo, por medio de una función tangente hiperbólica suave, del valor del coeficiente temporal del relajamiento newtoniano (G_{α}). Dicho coeficiente determina el peso del campo prescrito en la solución del modelo, por lo que su evolución temporal durante la simulación permite buscar un punto medio entre la solución fija prescrita y la evolución libre del modelo en respuesta al nuevo forzamiento. Así, nuestras simulaciones numéricas se dividen en dos etapas: la inicial, con relajamiento newtoniano fuerte ($G_{\alpha} = 1\text{hr}^{-1}$) aplicado para disminuir los errores del modelo derivados de las condiciones iniciales y la etapa de respuesta al forzamiento impuesto a la TSM, con relajamiento newtoniano débil ($G_{\alpha} = 12\text{hr}^{-1}$).

2.2 Validación.

Antes de proceder con los experimentos numéricos de sensibilidad a forzamientos impuestos a la TSM, es importante mostrar que la metodología de modelación del MAN descrita arriba reproduce adecuadamente los rasgos fundamentales del monzón. Primero abordamos dos aspectos claves de la metodología a partir de los campos modelados para la temporada monzónica del 2004: el uso del modelo de la superficie terrestre *NOAH* y el efecto del valor del coeficiente temporal del relajamiento newtoniano (G_α). Posteriormente, la representación lograda de los rasgos clave del MAN se analiza mediante una comparación entre los campos medios de los años húmedos y secos modelados con el *MM5* y los campos medios correspondientes del *NARR*.

2.2.1 Modelo de la superficie terrestre *NOAH*

La Figura 24 muestra la evolución temporal de las diferencias absolutas entre tres variables modeladas con el *MM5* (la humedad específica y la temperatura del aire a 2m y la presión atmosférica al nivel medio del mar) y los valores de referencia correspondientes del *NARR*. Dichas variables fueron promediadas espacialmente en la región de la baja térmica (cuadro superior en la Fig. 18) y están relacionadas directamente con la interacción entre la atmósfera y la superficie terrestre. En la figura se presentan tres casos distintos del cálculo de las propiedades del subsuelo: (a) una simulación en la que no se utilizó un modelo de la superficie terrestre y por lo tanto la temperatura y la humedad del suelo se mantuvieron constantes; (b) un caso en el que se usó un modelo de superficie sencillo, basado únicamente en un esquema de difusión vertical de calor y agua en el subsuelo; y (c) la simulación con el modelo de superficie *NOAH* acoplado al *MM5*. Es evidente que la incorporación del modelo *NOAH* a la metodología de modelación representa una mejoría considerable de los resultados del *MM5*, pues al utilizarlo las diferencias entre las tres variables modeladas y los valores de referencia correspondientes del *NARR* disminuyen notablemente.

2.2.2 Relajamiento Newtoniano

El efecto del coeficiente de ajuste temporal del relajamiento newtoniano (G_α) sobre las

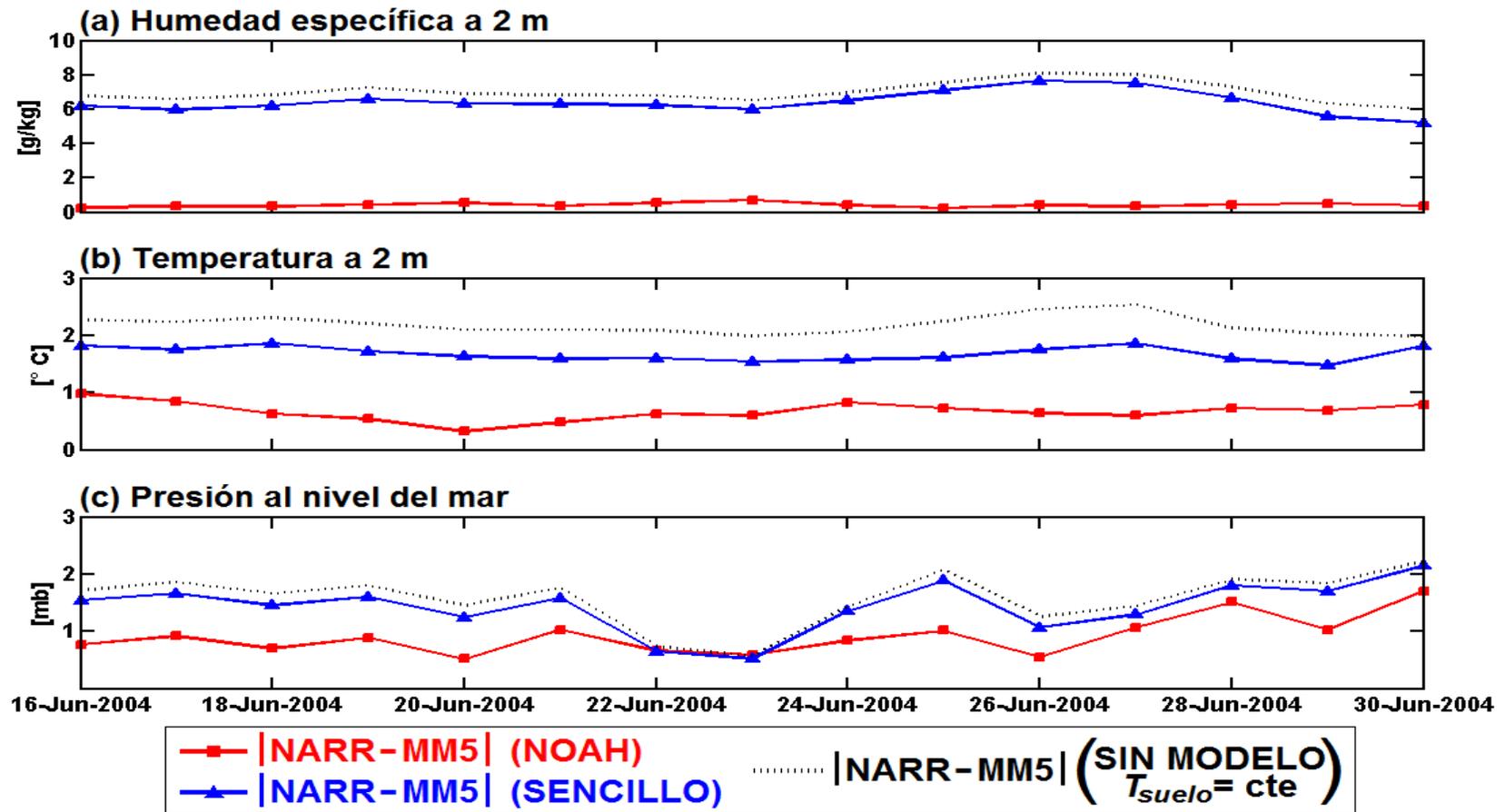


Figura 24. Series de tiempo de diferencias absolutas de (a) la humedad específica a 2 m, (b) la temperatura a 2 m y (c) la presión al nivel del mar, promediadas espacialmente sobre la región de la baja térmica (cuadro superior de la Figura 18), durante la segunda quincena de junio del 2004. En los tres casos se muestran las diferencias absolutas entre el valor de referencia del *NARR* y los valores que se obtuvieron en corridas del *MM5* utilizando el modelo hidrológico de superficie *NOAH/OSU* (curvas rojas), un modelo hidrológico sencillo de capas (curvas azules) y la opción sin modelo hidrológico acoplado, en la que la temperatura y la humedad del subsuelo se mantienen constantes (curvas punteadas).

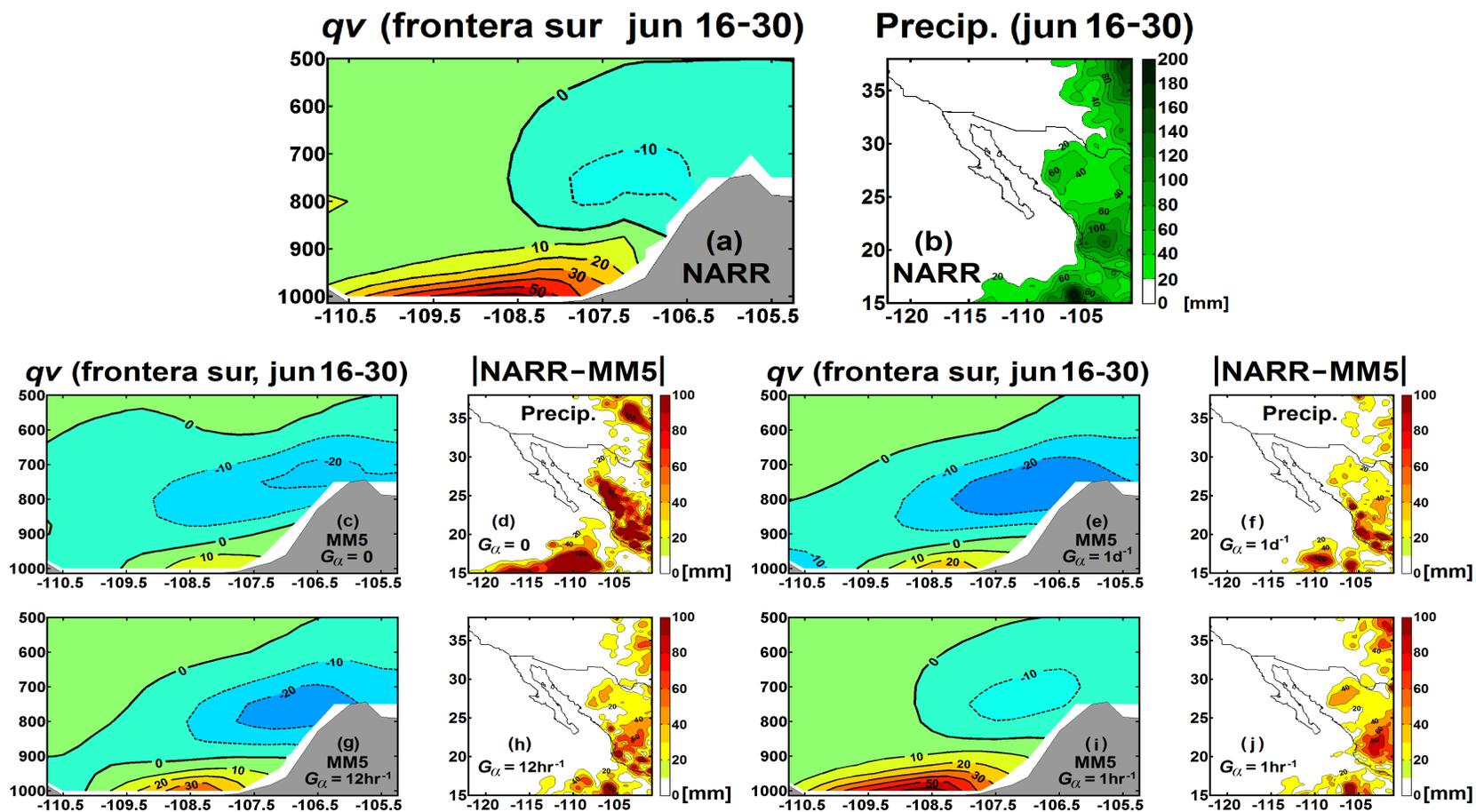


Figura 25. Efecto de la magnitud del coeficiente temporal del relajamiento newtoniano (G_α) sobre el transporte de humedad hacia la zona núcleo. Para cada caso se muestran la sección vertical promedio del flujo de humedad perpendicular a la frontera sur de la zona núcleo (Fig. 1; positivo hacia el interior de la z.n.) durante la segunda quincena de junio del 2004 y las diferencias absolutas entre los campos de precipitación acumulada durante el mismo periodo del *NARR* y del *MM5*. (a) y (b) Campos de referencia del *NARR*; (c) y (d) *MM5* con $G_\alpha = 0$ (sin relajamiento newtoniano); (e) y (f) *MM5* con $G_\alpha = 1d^{-1}$; (g) y (h) *MM5* con $G_\alpha = 12hr^{-1}$; (i) y (j) *MM5* con $G_\alpha = 1hr^{-1}$. Los ejes verticales de las secciones transversales presentan la altura en mb.

soluciones del modelo se ilustra en la Figura 25. Se presentan cuatro simulaciones de la temporada 2004: (a) un caso sin relajamiento newtoniano ($G_\alpha = 0$); (b) inicio con relajamiento fuerte ($G_\alpha = 1\text{hr}^{-1}$) que disminuye suavemente a relajamiento débil ($G_\alpha = 1\text{d}^{-1}$); (c) inicio con relajamiento fuerte ($G_\alpha = 1\text{hr}^{-1}$) que disminuye suavemente a relajamiento débil ($G_\alpha = 12\text{hr}^{-1}$); (d) una simulación que se mantiene con relajamiento fuerte ($G_\alpha = 1\text{hr}^{-1}$) durante toda su duración. En las Figuras 25a y 25b se muestran, como campos de referencia, dos variables del *NARR*: la sección vertical del flujo medio de humedad a lo largo de la frontera sur de la zona núcleo (Fig. 1) durante la segunda quincena de junio 2004 y el correspondiente campo de precipitación acumulada, respectivamente. Las Figuras 25c–25j muestran los campos correspondientes obtenidos con el modelo *MM5* para los cuatro casos de relajamiento newtoniano mencionados arriba. En el caso de los resultados de precipitación (Figs. 25d, 25f, 25h, 25j) no se presentan los campos mismos, sino su diferencia absoluta con el campo del *NARR*. Los flujos de humedad son positivos si se dirigen hacia el interior de la zona núcleo.

En el capítulo II se estableció la importancia de la circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California y las planicies costeras adyacentes como la fuente principal de humedad para la zona núcleo y su señal se observa claramente en las secciones verticales del flujo de humedad. Estos resultados subrayan la necesidad de incorporar el relajamiento newtoniano en la configuración del *MM5* pues cuando no se incluye, el flujo de humedad hacia la zona núcleo sobre el Golfo de California prácticamente desaparece (Fig. 25c) y los errores en el campo de precipitación son máximos (Fig. 25d). La inclusión del relajamiento newtoniano mejora notablemente el flujo de humedad hacia la zona núcleo, disminuyendo en consecuencia la magnitud de los errores en el campo de precipitación conforme aumenta el valor de G_α . Sin embargo, aunque el caso extremo de relajamiento fuerte ($G_\alpha = 1\text{hr}^{-1}$) durante toda la simulación produce los mejores resultados (Figs. 25i y 25j), también se debe descartar para los experimentos numéricos de sensibilidad a cambios de la TSM, pues como se mencionó anteriormente un valor tan elevado del coeficiente de ajuste temporal impide la evolución libre de la dinámica propia del *MM5*. De los dos casos intermedios (inicio con relajamiento fuerte que disminuye suavemente a relajamiento débil, con $G_\alpha = 1\text{d}^{-1}$ o 12hr^{-1}) el segundo (12hr^{-1} ; Figs. 25g y 25h) presenta las características más deseables, pues aunque el

flujo de humedad sobre el Golfo de California sigue siendo mas débil que el que se observa en el campo de referencia del *NARR*, los errores en el campo de precipitación son muy similares al caso extremo de relajamiento fuerte (Fig. 25h y 25j).

En la Figura 26 se presentan los resultados del índice para la intensidad inicial del MAN, basado en la convergencia del flujo de humedad en la zona núcleo, que se abordó extensamente en el capítulo II. Se presentan los valores de referencia del índice, calculados a partir de los campos del *NARR*, para los cinco años mas húmedos y más secos del periodo de estudio y los valores correspondientes calculados a partir de los campos del *MM5* para los tres niveles de relajamiento newtoniano mencionados arriba ($G_\alpha = 1\text{hr}^{-1}$, 12hr^{-1} , 1d^{-1}). Los años se presentan ordenados en forma ascendente según el valor del índice calculado a partir del *NARR*, de tal manera que para simulaciones numéricas ideales las pendientes de la Figura 26 serían todas positivas. Estos resultados dan una idea global del grado al que las simulaciones con el modelo *MM5* capturan la dinámica asociada al monzón; en general observamos que el modelo tiende a subestimar la convergencia de humedad en la zona núcleo, probablemente a causa de la reducción de la circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California observada en la Figura 25. El valor intermedio del coeficiente de ajuste temporal ($G_\alpha = 12\text{hr}^{-1}$) nuevamente resulta ser el más atractivo para los experimentos numéricos de sensibilidad a cambios de la TSM, pues representa el punto medio entre la solución fija prescrita del *NARR* y la evolución libre del *MM5*.

2.2.3 Campos medios

En esta sección analizamos las representaciones logradas con el modelo *MM5* de las estructuras y procesos básicos asociados al monzón, así como las diferencias observadas en ellos durante los cinco años húmedos y cinco años secos que fueron considerados. Los aspectos que consideramos son: la ubicación y magnitud de la baja térmica y del anticiclón de altura, la circulación de niveles bajos en la región del Golfo de California, el flujo de humedad hacia la zona núcleo del monzón, el ciclo diurno de la convección y la distribución espacial de la precipitación. En todos los casos, los campos correspondientes del *NARR* son presentados como las referencias.

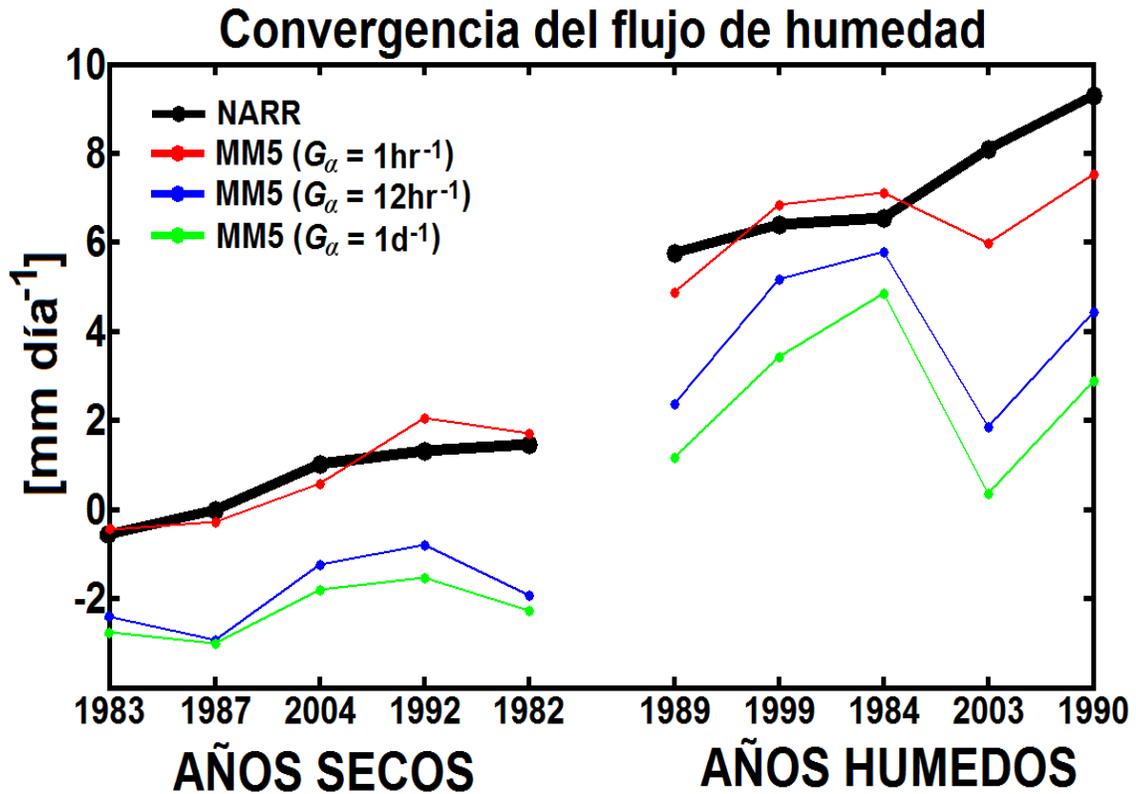


Figura 26. Valores del índice de la convergencia del flujo de humedad (CFH) en la zona núcleo durante al segunda quincena de junio, de los cinco años más secos y húmedos del periodo de estudio (1979–2006). Los años están ordenados de manera ascendente según el valor del *NARR*. Se muestran también los resultados obtenidos con el *MM5* para tres niveles del coeficiente temporal del relajamiento newtoniano ($G_\alpha = 1\text{hr}^{-1}$, 12hr^{-1} , 1d^{-1}).

La Figura 27 muestra la distribución de la presión atmosférica al nivel del mar promediada durante la segunda quincena de junio, para los años húmedos y secos. Aunque el *MM5* tiende a sobrestimar la presión atmosférica en la región de la baja térmica (Figs. 27d y 27e), la ubicación del centro de baja presión es correcta, como lo son también la distribución espacial y la magnitud de la diferencia entre los años húmedos y secos (Figs. 27c y 27f). Además, los años secos del *NARR* se caracterizan por un anticiclón del Pacífico subtropical más intenso que los años húmedos y el *MM5* produce un patrón similar.

El modelo *MM5* representa correctamente tanto al anticiclón de altura como a la señal correspondiente en la altura geopotencial de la superficie de 500 mb, misma que refleja el calentamiento continental de la atmósfera durante el inicio del monzón (Fig. 28). Durante los años húmedos el anticiclón se desplaza más hacia el norte a lo largo del eje de

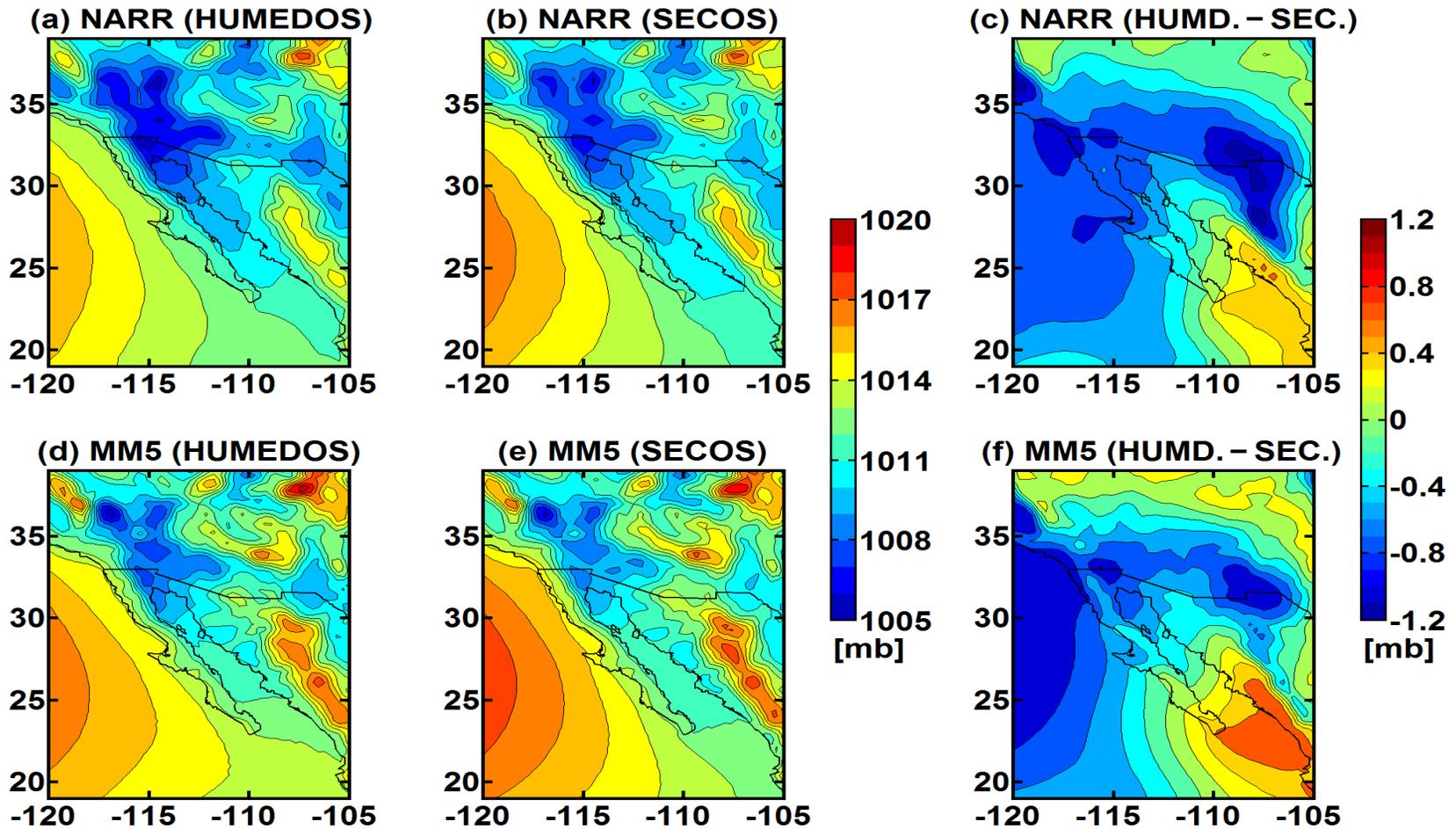


Figura 27. Compuestos de la presión atmosférica al nivel del mar promedio durante la segunda quincena de junio, calculados a partir del *NARR* para los años (a) húmedos y (b) secos; se muestra también su (c) diferencia. Los paneles inferiores (d-f) muestran los campos correspondientes obtenidos a partir del *MM5*. El intervalo de contorno es 1 mb.

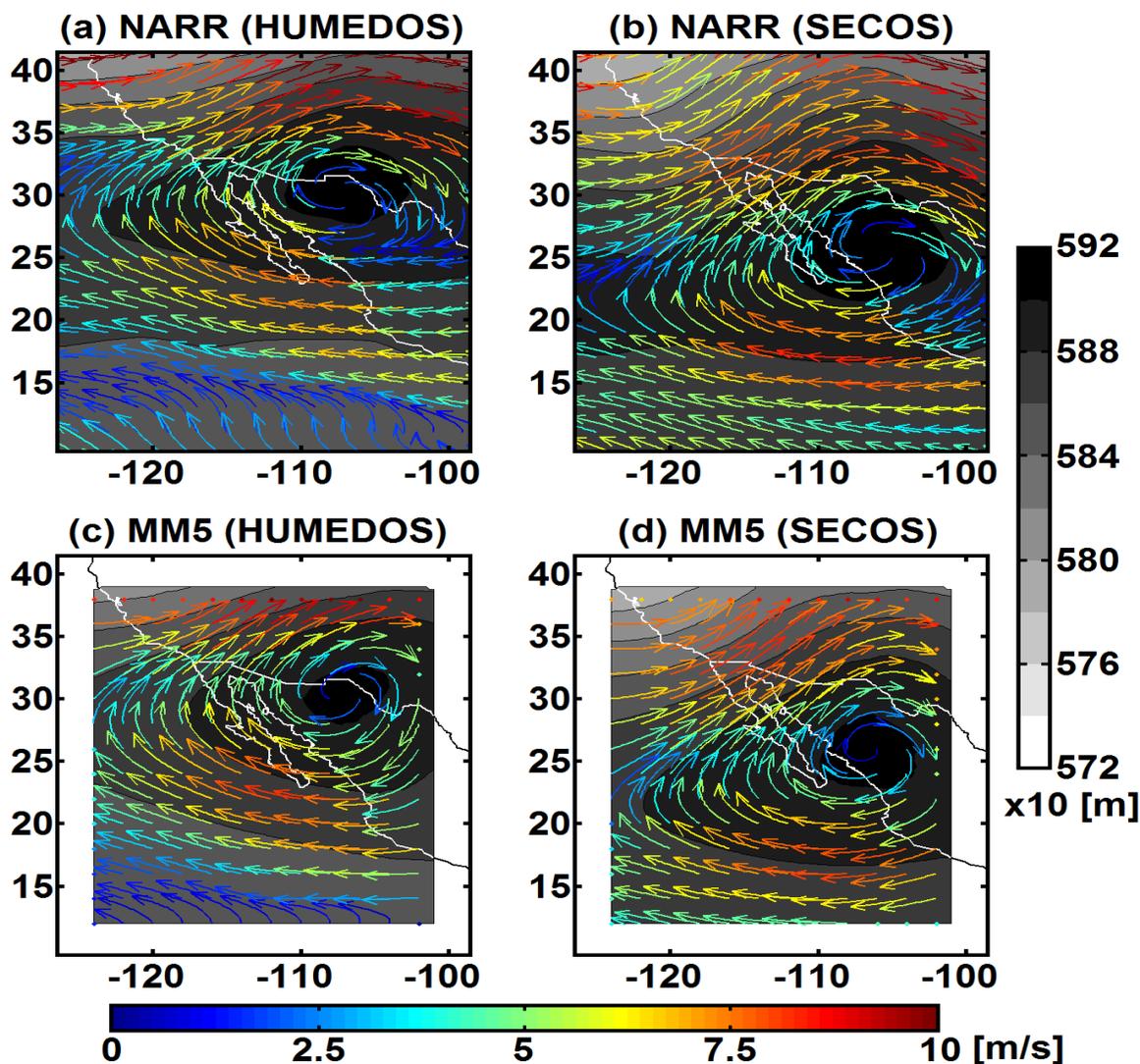


Figura 28. Compuestos de la circulación promedio a 500 mb durante la segunda quincena de junio, calculados a partir del *NARR* para los años (a) húmedos y (b) secos, sobrepuestos a la altura geopotencial de la superficie de 500 mb, en escala de grises. Los paneles inferiores (c-d) muestran los resultados correspondientes obtenidos a partir del *MM5*.

la SMO que durante los años secos. Esa diferencia en el desplazamiento latitudinal del anticiclón es una consecuencia parcial del mecanismo teleconectivo de latitudes medias implicado en la hipótesis de forzamiento remoto del MAN por la TSM del Océano Pacífico tropical de Castro *et al.* (2007b; ver sección 1 del capítulo II) y es capturada adecuadamente por los campos del *MM5*.

El patrón de circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California durante la

segunda quincena de junio constituye un punto débil de la metodología de modelación del MAN propuesta en el presente trabajo. Como se puede observar en la Figura 29, la circulación a 10 m sobre el golfo obtenida con el modelo *MM5* tiene una fuerte componente transversal a éste, dirigida hacia la SMO, que no se observa en los campos correspondientes del *NARR*. Una posible explicación para este problema está relacionada a la resolución horizontal de la malla computacional. Aún a 32 km de resolución, las elevaciones máximas de las sierras de la península de Baja California resultan reducidas respecto a la topografía real, especialmente al sur de 30°N (Figs. 22b y 22c). En consecuencia, la atmósfera baja sobre el Golfo de California no está completamente aislada del Océano Pacífico circundante en las simulaciones del *MM5*, como sí se observa en los campos del *NARR*, lo que puede ser una explicación de la fuerte componente transversal al golfo observada en los campos del *MM5*. Por otro lado, la línea de convergencia de la circulación a 10m observada a lo largo del eje de la SMO, tanto en los años húmedos como en los años secos, es una clara señal de la convección profunda asociada al monzón, aunque en el *MM5* es más débil que la que se observa en los campos del *NARR*. La circulación de niveles bajos también muestra claramente que el anticiclón del Pacífico subtropical es más intenso durante los años secos que durante los húmedos.

En las Figuras 30 y 31 se muestran los compuestos de las secciones verticales de los flujos medios de humedad perpendiculares a las cuatro fronteras de la zona núcleo (Fig. 1), para los años húmedos y secos, respectivamente. En el caso de los campos del *MM5*, se muestran los promedios para la primera quincena de mayo (columna izquierda), antes de la temporada monzónica y para la segunda quincena de junio (columna central), durante el inicio del MAN. También se incluyen los campos de referencia del *NARR* para la segunda quincena de junio (columna derecha). Los flujos de humedad se calcularon de tal manera que son positivos si apuntan hacia el interior de la zona núcleo. El incremento notable del transporte de humedad hacia la zona núcleo que se observa en la frontera sur, por medio de la circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California y las planicies costeras de Sinaloa durante la segunda quincena de junio (Figs. 30k y 31k) es consistente con las

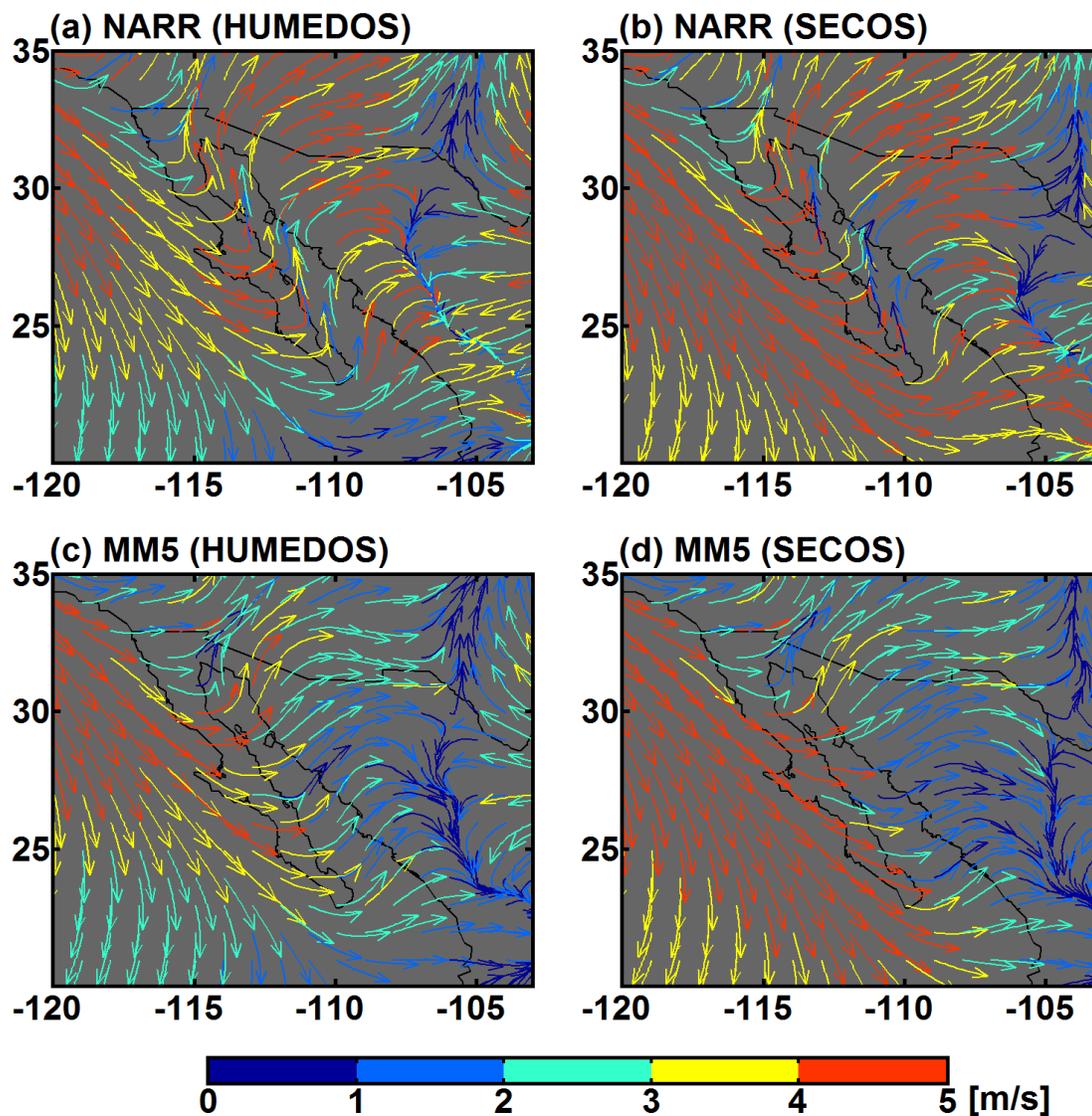


Figura 29. Compuestos de la circulación promedio a 10 m durante la segunda quincena de junio, calculados a partir del *NARR* para los años (a) húmedos y (b) secos. Los paneles inferiores (c-d) muestran los resultados correspondientes obtenidos a partir del *MM5*.

climatologías del *NARR* presentadas en el capítulo II (Fig. 13), e indican que la metodología de modelación que proponemos captura adecuadamente el inicio del monzón. Sin embargo, notamos también que la magnitud del flujo de humedad sobre el golfo está subestimado en las simulaciones del *MM5*, mientras que el que proviene del Océano Pacífico subtropical, por encima de la península de Baja California a lo largo de la frontera oeste, está sobrestimado (Figs. 30h y 31h) en relación a los campos de referencia correspondientes del *NARR*. Esa

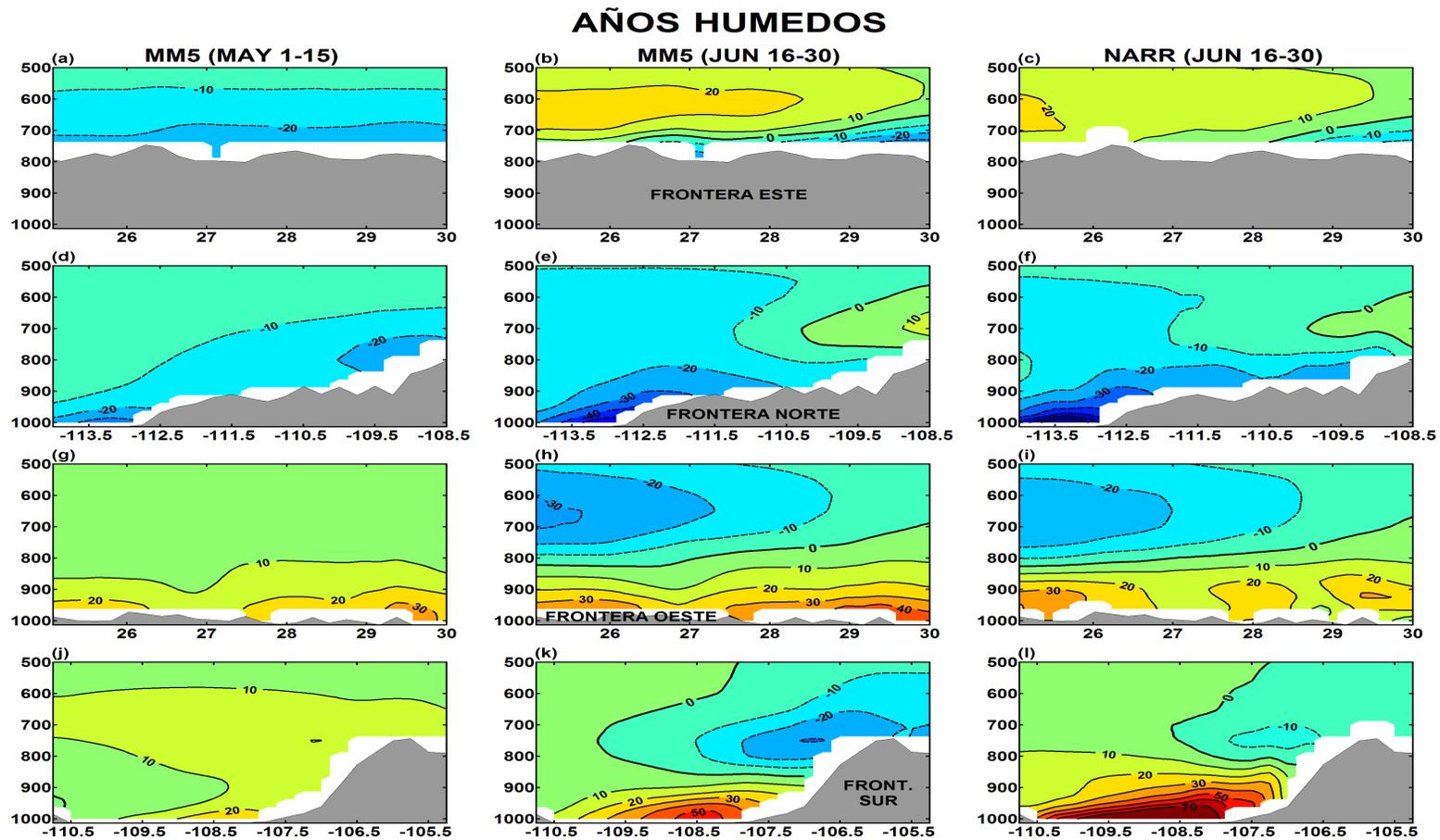


Figura 30. Compuestos para los años húmedos de las secciones verticales del flujo de humedad promedio perpendicular a las fronteras de la zona núcleo (Fig. 1). Las primeras dos columnas (a, d, g, j) y (b, e, h, k) muestran los resultados obtenidos a partir del *MM5* para la primera quincena de mayo (previo al monzón) y la segunda quincena de junio (inicio del monzón), respectivamente. En la tercera columna (c, f, i, l) se presentan los resultados correspondientes del *NARR* para la segunda quincena de junio. El flujo de humedad se define como positivo si apunta hacia el interior de la zona núcleo. El eje vertical presenta la altura en mb y el eje horizontal está dado en grados de latitud o longitud. El intervalo de contorno es $10 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$.

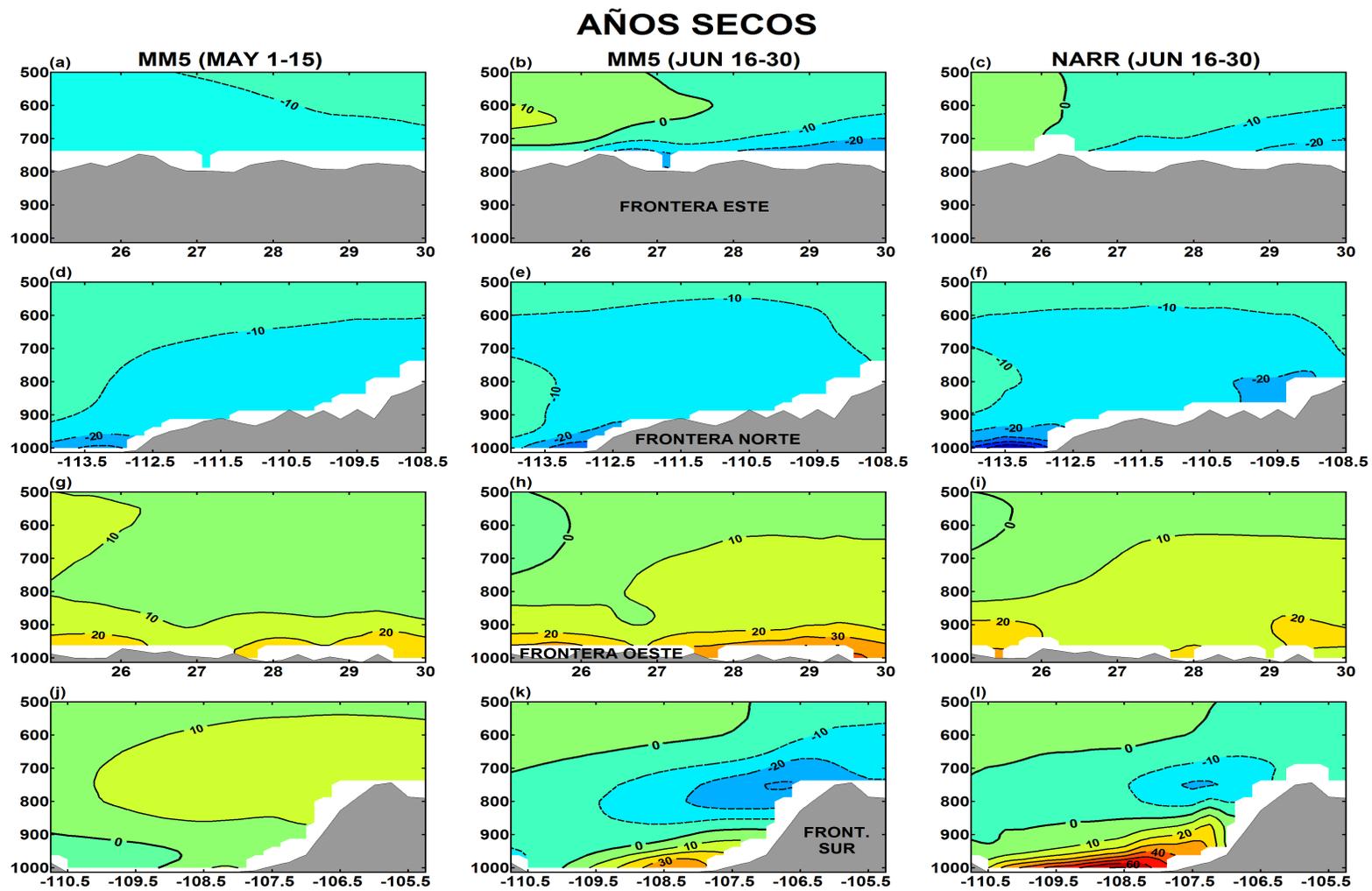


Figura 31. Ídem Fig. 30, para los años secos.

sobrestimación del flujo de humedad se debe a la componente transversal al golfo que se observa en la circulación de niveles bajos del *MM5* y que fue comentada para la Figura 29. Por otro lado, los campos del *MM5* capturan correctamente las diferencias observadas entre los años húmedos y secos, pues los flujos de humedad son notablemente más intensos durante los primeros. Adicionalmente, las diferencias observadas en las señales producidas por el anticiclón de altura a lo largo de la sección este, por encima del eje de la SMO (Figs. 30b y 31b), también son consistentes con el mayor desplazamiento latitudinal del anticiclón de altura durante los años húmedos, que fue descrito arriba para la Figura 28.

Uno de los procesos claves asociados al monzón es el ciclo diurno de la convección profunda que se origina sobre las cimas de la SMO, pues es el mecanismo físico principal que convierte la humedad asociada al MAN en precipitación (Lang *et al.*, 2007; Liebmann *et al.*, 2008; Nesbitt *et al.*, 2008). En la Figura 32 se presentan compuestos para los años húmedos y secos de la sección vertical de la velocidad vertical media del *MM5* promediada latitudinalmente a lo largo de la extensión de la zona núcleo (25°N–30°N), durante la primera quincena de mayo (antes del monzón, paneles superiores) y la segunda quincena de junio (durante la etapa inicial del MAN, paneles inferiores). Estas secciones reflejan claramente la señal provocada por la convección profunda sobre las cimas de la SMO una vez iniciado el monzón. Durante la segunda quincena de junio (Figs. 32c y d), el centro de acción convectiva se fortalece y se desplaza hacia las cimas de la sierra, a la vez que las columnas de aire ascendente alcanzan alturas mayores en la troposfera que antes de la temporada monzónica, durante la primera quincena de mayo (Figs. 32a y b).

Sin embargo, el movimiento ascendente ilustrado en la Figura 32 es una condición necesaria pero no suficiente para la formación de nubes convectivas. Es necesario también que las parcelas de aire superficial tengan flotación positiva, provocando inestabilidad estática en la capa planetaria, condición que se asocia con la presencia de humedad. Para evaluar este proceso utilizamos un índice termodinámico sencillo de inestabilidad estática (conocido comúnmente en inglés como *Lifted Index*, abreviado *LI*):

$$LI = T_{500} - Tp_{500} \quad (7)$$

donde T_{500} representa la temperatura ambiental a 500 mb y Tp_{500} la temperatura de una

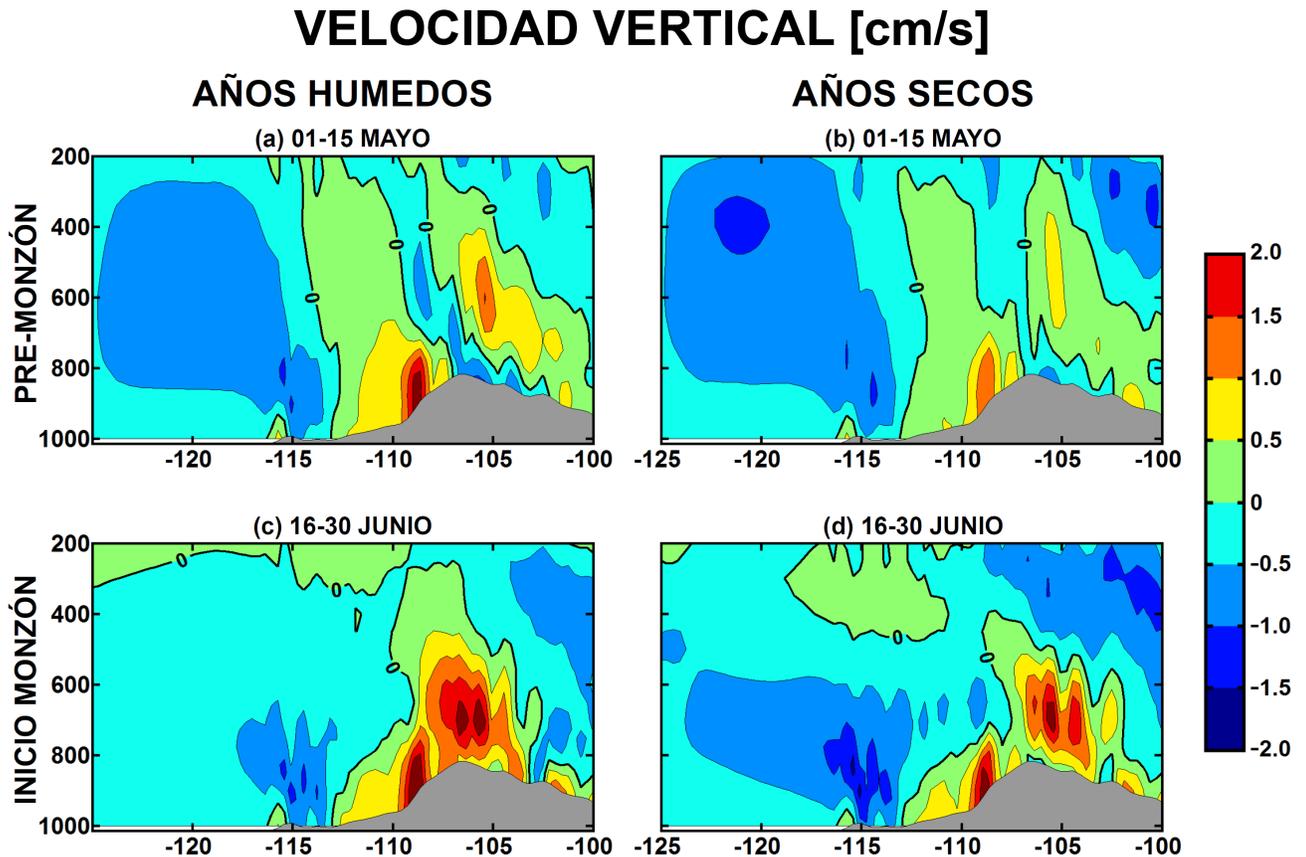


Figura 32. Secciones transversales del promedio latitudinal de la velocidad vertical w [dz/dt ; cm/s], calculada a partir del modelo *MM5* antes y durante el inicio de la temporada monzónica. El promedio latitudinal se tomó de 25°N a 30°N , abarcando la extensión de la zona núcleo del monzón. Las secciones corresponden al promedio de la primera quincena de mayo de los años (a) húmedos y (b) secos. Los resultados para la segunda quincena de junio se muestran en los paneles inferiores (c y d). Valores positivos indican movimiento ascendente y el intervalo de contorno es 0.5 cm/s. El eje vertical presenta la altura en mb, mientras que el eje horizontal está dado en grados de longitud. La sección latitudinal promedio de la topografía se muestra en gris.

parcela de aire que asciende desde la superficie hasta su nivel de condensación evolucionando bajo el gradiente adiabático seco y posteriormente desde dicho nivel hasta la superficie de 500 mb bajo el gradiente adiabático saturado. La diferencia de esas temperaturas es una medida directa de la flotabilidad de la capa planetaria, de tal manera que valores negativos (positivos) de LI indican condiciones inestables (estables). La presencia de nubes convectivas es posible con valores de LI en el intervalo $[-2, 0^{\circ}\text{C}]$; cuando $LI < -2^{\circ}\text{C}$ su formación es probable (Liebmann *et al.*, 2008).

En las figuras 33 y 34 se presentan compuestos de LI para los años húmedos y secos,

INDICE DE INESTABILIDAD, LI [$^{\circ}\text{C}$] MM5 HUMEDOS

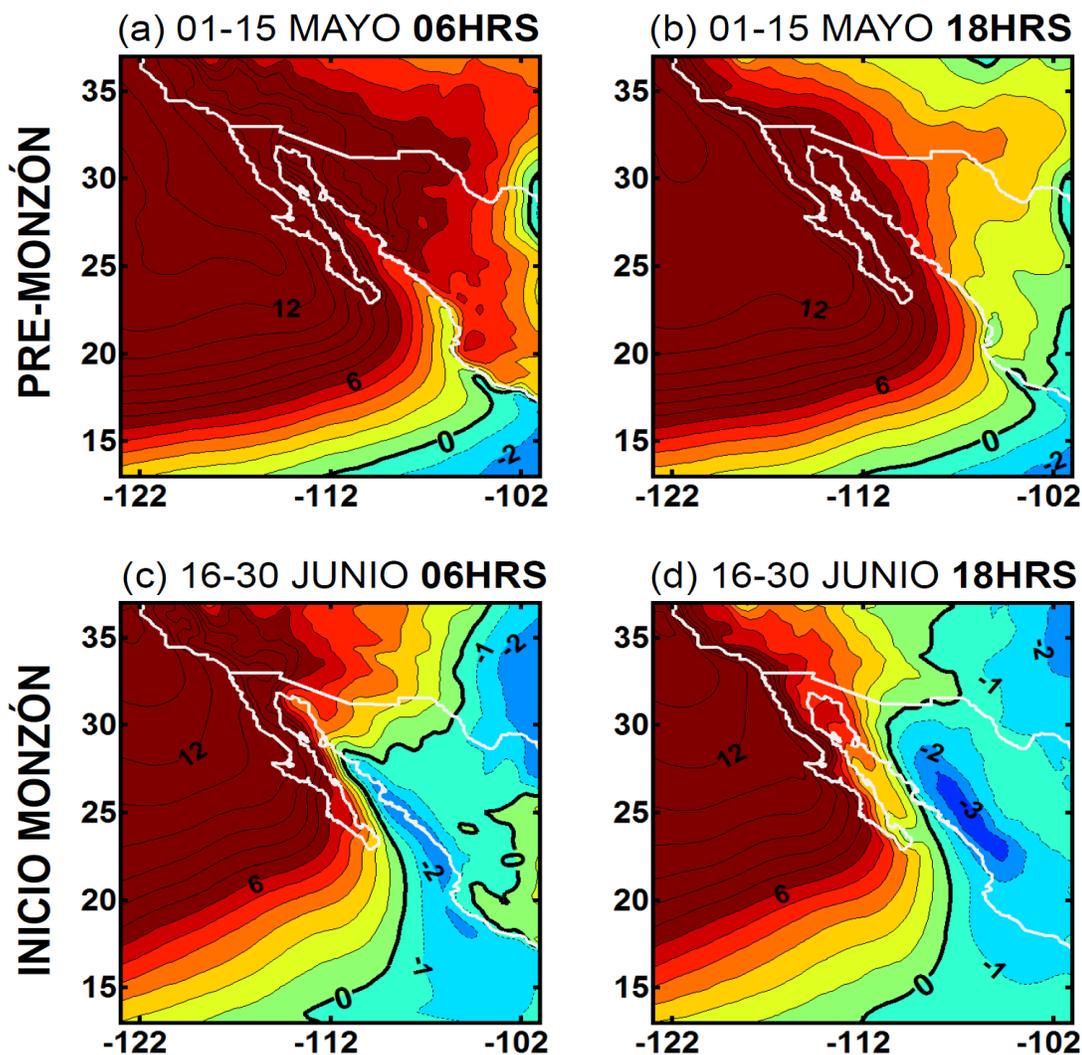


Figura 33. Ciclo diario del coeficiente termodinámico de inestabilidad LI (*Lifted Index*, en inglés), antes y durante el inicio de la temporada monzónica. Se muestran los compuestos de LI para los años húmedos, calculados a partir del *MM5* durante la primera quincena de mayo, a las (a) 06hrs (tiempo local) y (b) 18hrs. Los campos correspondientes para la segunda quincena de junio se presentan en los paneles inferiores (c y d). El intervalo de contorno es 1°C .

respectivamente, calculados a las 06 y 18hrs (tiempo local) antes de la temporada monzónica (primera quincena de mayo, paneles superiores) y durante su etapa inicial (segunda quincena

INDICE DE INESTABILIDAD, LI [$^{\circ}\text{C}$] MM5 SECOS

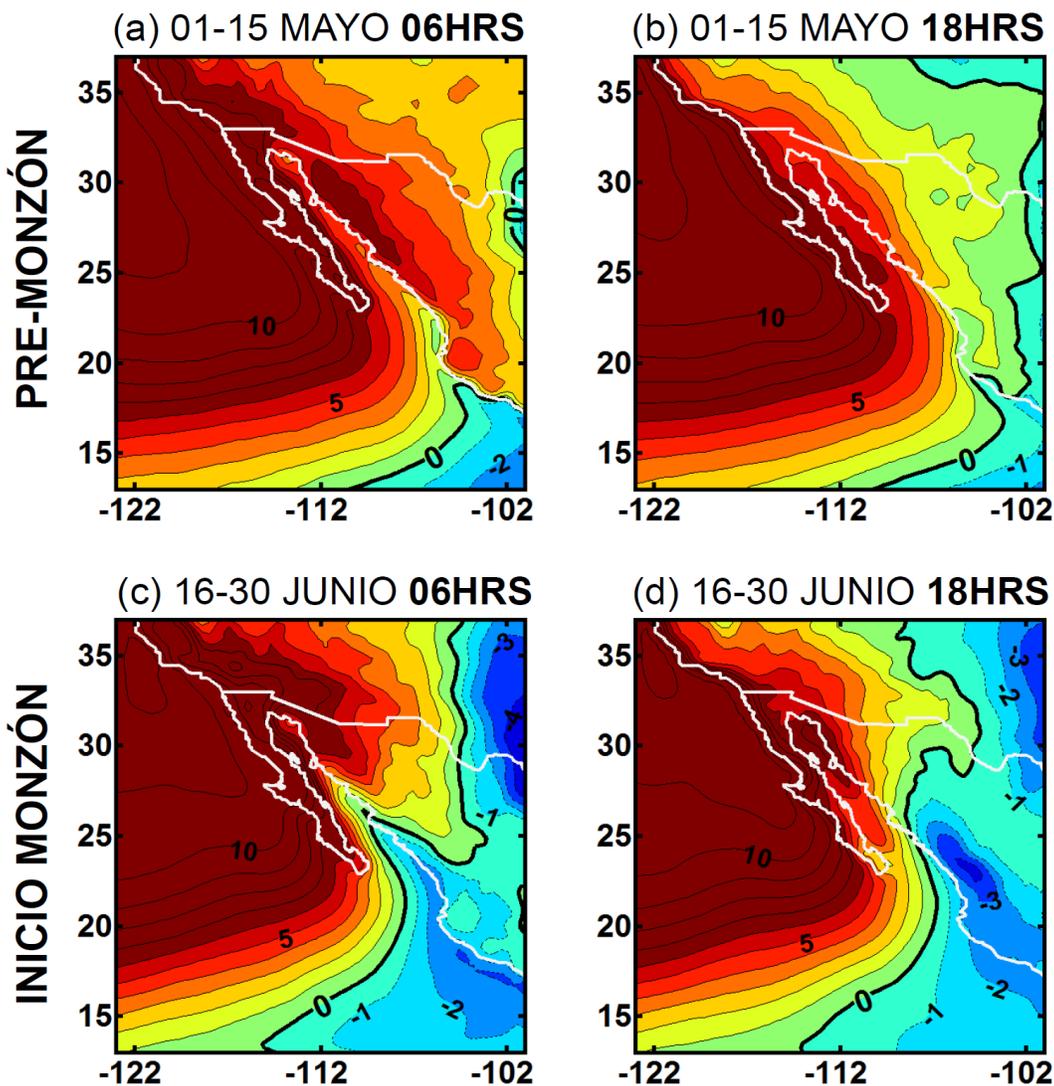


Figura 34. *Ídem* Fig. 33, para los años secos.

de junio, paneles inferiores)¹. Antes del monzón la capa planetaria se mantiene estable en la zona núcleo durante todo el ciclo diurno (Figs. 33a,b y 34a,b), lo que explica porqué el

¹ Para el cálculo del índice LI se utilizaron los algoritmos desarrollados por el Grupo de Variabilidad Climática de la Universidad del País Vasco, disponibles en Internet en <http://www.ehu.es/eolo/software/mm5diagnostics.html>

movimiento ascendente observado en mayo sobre las laderas de la SMO (Figs. 32a y b) no provoca la formación de nubes convectivas. En contraste, una vez iniciado el monzón la capa planetaria es claramente inestable sobre las cimas de la SMO ($LI < -3^{\circ}\text{C}$) después del máximo diurno de insolación, a las 18hrs (Figs. 33d y 34d), consistente con algunas observaciones (Gochis *et al.*, 2004). Posteriormente, el centro de acción se debilita y desplaza hacia la costa durante la noche (Figs. 33c y 34c). Dicho patrón ocurre tanto en los años húmedos como en los secos, por lo que es una característica robusta de las simulaciones numéricas. Más aún, la región de inestabilidad de la capa planetaria se extiende más hacia el norte a lo largo del eje de la SMO en los años húmedos que en los años secos, lo que probablemente es un reflejo de actividad convectiva más intensa durante los primeros. Además, la estabilidad observada en el suroeste de Estados Unidos (en Arizona y Nuevo México) en ambos casos es consistente con las observaciones, ya que el inicio del monzón en esa región ocurre generalmente hasta principios de julio. Aunque las observaciones de alta resolución de la precipitación y del ciclo diurno de la convección hechas durante el *NAME* indican que ésta puede iniciar sobre las cimas de la SMO incluso desde antes del medio día (Nesbitt *et al.*, 2008), en general el patrón obtenido con el *MM5* es consistente con el modelo conceptual actual.

Por último, en la Figura 35 se muestran compuestos de la distribución espacial de la precipitación acumulada durante la segunda quincena de junio, calculados a partir de datos observados (Universidad de Washington; paneles superiores) y de los campos obtenidos con el modelo *MM5* (paneles inferiores), para años húmedos y secos. Aunque el modelo *MM5* tiende a subestimar la precipitación, probablemente a causa de la reducción del transporte de humedad asociado a la circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California y las planicies costeras adyacentes (Fig. 30k y 31k), en general la distribución espacial de la precipitación modelada es correcta (Fig. 35d y 35e). La mayor cantidad de lluvia ocurre en las cercanías de las cimas de la SMO y los contornos de precipitación se alinean aproximadamente con los contornos de la topografía, como es de esperarse para un sistema dominado por la convección profunda. Adicionalmente, el modelo *MM5* captura adecuadamente las diferencias de precipitación entre los años húmedos y secos (Fig. 35f).

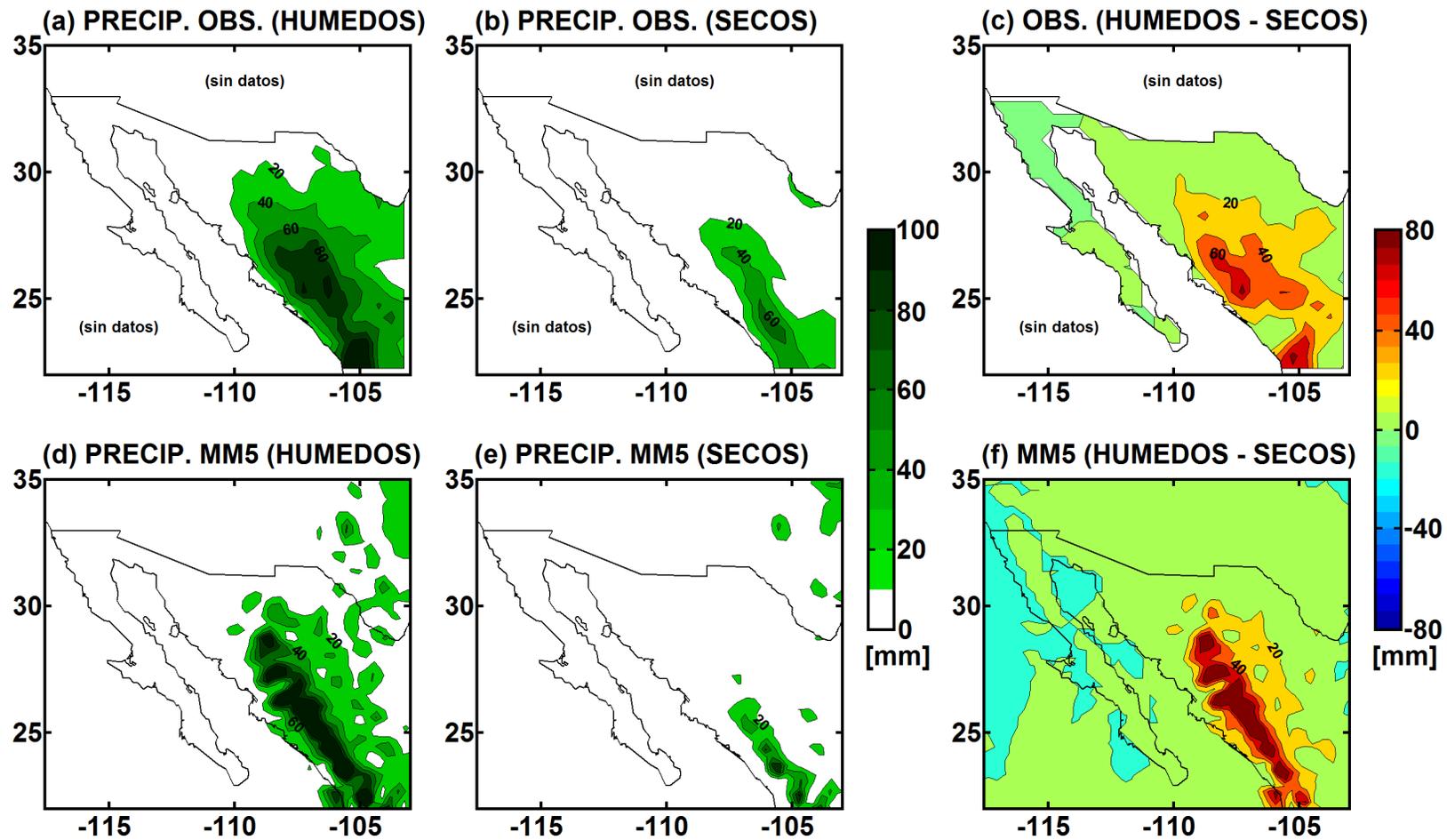


Figura 35. Compuestos de la precipitación total acumulada durante la segunda quincena de junio para los años (a) húmedos, (b) secos y (c) su diferencia, a partir de la base de datos observados de la Universidad de Washington. Los paneles inferiores (d-f) presentan los resultados correspondientes obtenidos a partir del *MM5*. El intervalo de contorno es 20 mm.

III.3 Diseño experimental.

Como se mencionó en la introducción, la motivación principal para desarrollar la metodología de modelación que se presentó en la sección anterior fue contar con un modelo numérico del monzón que permitiera realizar experimentos numéricos de la sensibilidad de la atmósfera a forzamientos impuestos a la TSM en la región del MAN. La idea de dichos experimentos numéricos es probar la hipótesis medular del presente trabajo, abordada en el capítulo II, sobre la relación dinámica entre el CTOC y la intensidad inicial del monzón: *la modulación térmica del gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California, y, consecuentemente, también del transporte de humedad hacia la zona núcleo del monzón por medio de la circulación media de niveles bajos sobre el golfo y las planicies costeras adyacentes*. Al imponer forzamientos a la TSM, nuestra hipótesis predice una circulación de niveles bajos más intensa hacia el interior del golfo (y en consecuencia un mayor transporte de humedad hacia la zona núcleo y un inicio del monzón más intenso) cuando se enfría el mar y lo contrario cuando se calienta.

Aplicamos un diseño experimental que consiste en agregar un forzamiento sencillo variable en el tiempo pero constante en el espacio (ΔTSM) a la TSM de todo el dominio (Fig. 22a), aumentándola y disminuyéndola por $1.5^{\circ}C$ y $3^{\circ}C$ como se muestra en la Figura 36. Este forzamiento idealizado de la TSM se aplica al mismo tiempo que se disminuye suavemente el valor del coeficiente de ajuste temporal del relajamiento newtoniano (G_{α}), para permitir una respuesta más libre del *MM5*, independiente de los campos prescritos del *NARR*. Se impone un forzamiento homogéneo sencillo, para evitar distorsionar los patrones espaciales del campo de la TSM. Repetimos los cuatro casos de forzamiento ($-3.0^{\circ}C$, $-1.5^{\circ}C$, $+1.5^{\circ}C$, $+3.0^{\circ}C$), más uno adicional de control en el que no se perturba la TSM, para cada uno de los 5 años más húmedos (1984, 1989, 1990, 1999, 2003) y más secos (1982, 1983, 1987, 1992, 2004) considerados en el presente trabajo (Fig. 11).

III.4 Análisis de sensibilidad a la TSM.

En esta sección presentamos los resultados de los experimentos numéricos de sensibilidad de la atmósfera a forzamientos idealizados de la TSM regional. El objetivo de dichos experimentos es probar la respuesta de los procesos asociados al monzón a los

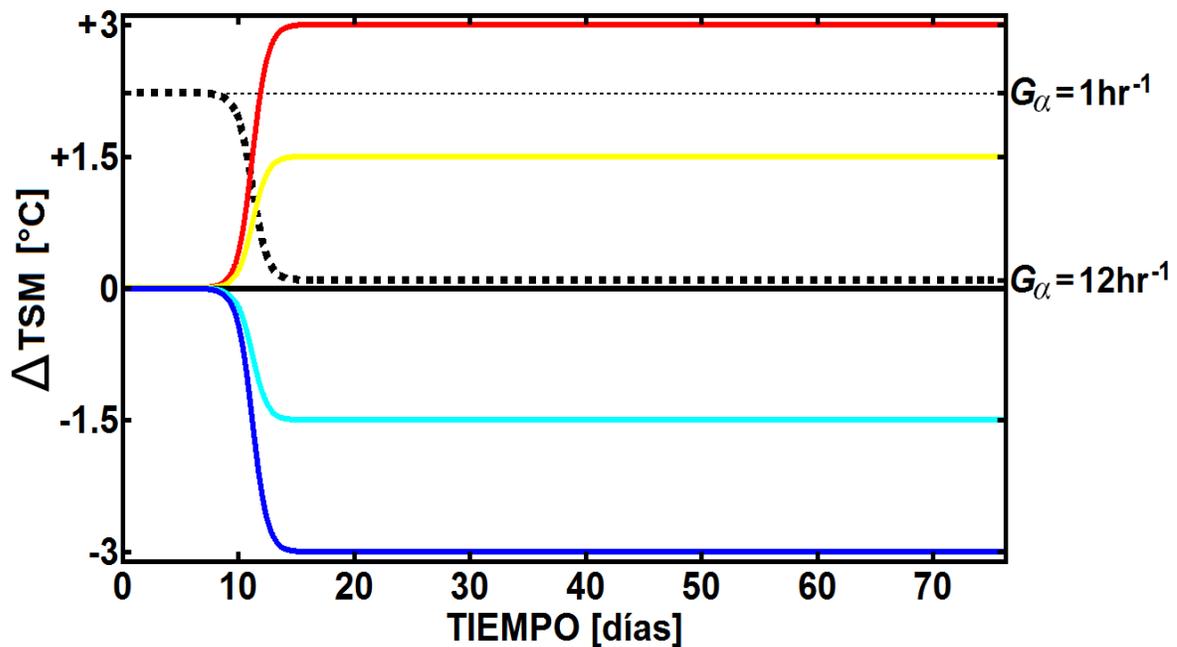


Figura 36. Series de tiempo de las funciones de forzamiento (ΔTSM) que se suman a la TSM en todo el dominio. Se muestra también la evolución del coeficiente temporal del relajamiento newtoniano (G_α). El eje horizontal muestra el tiempo desde el inicio de la simulación numérica (01/mayo).

forzamientos de la TSM, en términos de nuestra hipótesis central: considerar a la modulación térmica del gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California como el mecanismo dinámico que relaciona al CTOC directamente con la intensidad inicial del monzón y por lo tanto también como un proceso importante para entender la variabilidad interanual del MAN. Nuestra hipótesis plantea una relación directamente proporcional entre el CTOC, el gradiente de presión superficial a lo largo del golfo y la intensidad del monzón durante su etapa inicial.

Es importante notar que en los experimentos numéricos únicamente perturbamos la TSM; ni la temperatura superficial del continente ni la humedad de suelo son alteradas. Por lo tanto, enfriar la TSM tiene el efecto de incrementar el CTOC. Lo contrario sucede al calentar la TSM, aunque sin llegar al límite en el que el gradiente térmico se invierte. En consecuencia, al forzar negativamente a la TSM esperamos que la circulación media de niveles bajos hacia el interior de la zona núcleo, sobre el golfo y las planicies costeras adyacentes, sea más intensa que la observada en los casos de control sin forzamiento y que lo

contrario suceda cuando se calienta la TSM.

4.1 Marco teórico: ecuaciones de Clausius-Clapeyron y de Energía Termodinámica.

En su forma más general, la ecuación de Clausius-Clapeyron (CC) relaciona la presión relativa de saturación de alguna sustancia con la temperatura del sistema. Aplicando simplificaciones válidas para el agua, a las presiones y temperaturas de la troposfera baja, dicha ecuación se puede expresar de la siguiente manera:

$$\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{R_v T^2} \quad (8)$$

Donde:

e_s = presión de saturación del vapor de agua

T = temperatura del sistema

L_v = calor latente de evaporación del agua

R_v = Constante Universal de Gas para el vapor de agua.

La solución de la ecuación (8) predice que en los niveles inferiores de la troposfera la tasa de cambio de la presión de saturación del vapor de agua en función de la temperatura es $\sim +6.5\% \text{ K}^{-1}$. Por lo tanto, esperamos un aumento (disminución) de la humedad específica superficial al calentar (enfriar) el océano en nuestros experimentos numéricos. Sin embargo, dada la naturaleza idealizada de los forzamientos aplicados a la TSM, no sabemos cómo van a responder espacialmente las componentes dinámicas y termodinámicas del sistema monzónico a estos cambios, ni cómo van a afectar a la hipótesis propuesta del CTOC.

En la troposfera tropical los gradientes horizontales de temperatura generalmente son pequeños y la temperatura en un punto varía poco de un día a otro (Wallace y Hobbs, 1997). Estas condiciones permiten la simplificación de la ecuación de Energía Termodinámica, expresada a continuación en coordenadas de presión:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \underbrace{\frac{Q}{c_p}}_{(A)} + \omega \left(\underbrace{\frac{\kappa T}{p}}_{(C)} - \underbrace{\frac{\partial T}{\partial p}}_{(D)} \right) - \vec{u} \cdot \nabla T \quad (9)$$

Donde:

T = temperatura

t = tiempo

p = presión

\vec{u} = velocidad horizontal

ω = velocidad vertical en coordenadas de presión

R = Constante Universal de los Gases secos ($= 287 \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$)

c_p = calor específico del aire seco a presión constante ($= 1004 \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$)

κ = constante definida como R/c_p ($= 0.286$)

Q = calentamiento diabático.

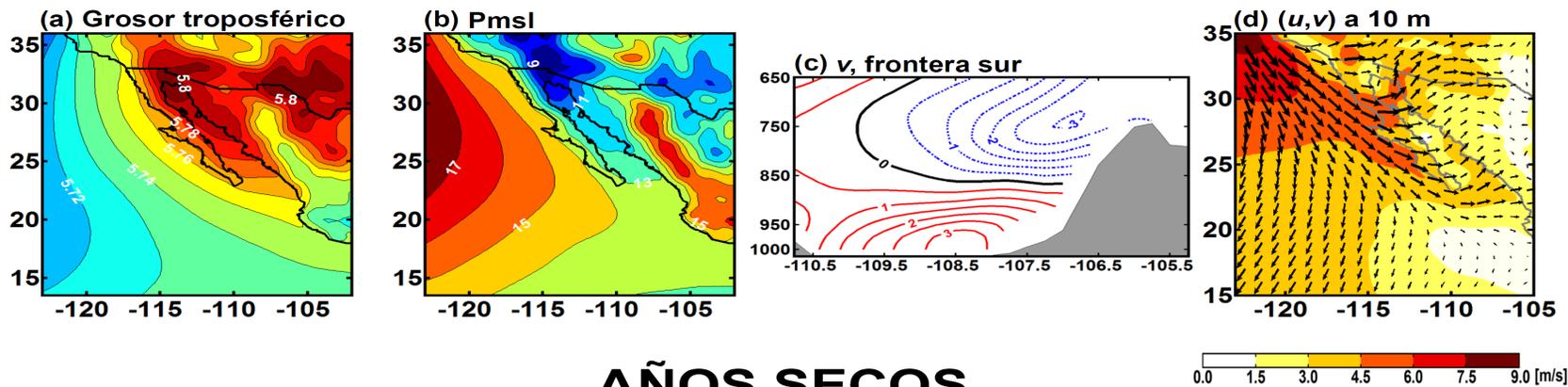
A escala estacional, el cambio local de la temperatura (A) es despreciable. En consecuencia, el balance de energía termodinámica depende principalmente del balance entre el forzamiento diabático (B; dado por la combinación de los flujos de calor latente, sensible y radiativo) y los efectos adiabáticos (C; dados por movimientos verticales) y en menor medida de la advección horizontal de temperatura (D). El término (C) representa la estabilidad estática, σ , la cual puede aproximarse mediante el índice de inestabilidad (LI) que usamos en las Figs. 33 y 34. Por lo tanto, la velocidad vertical y el índice LI se pueden usar como una aproximación para describir el comportamiento del calentamiento diabático asociado a la rama ascendente de la celda monzónica (e.g., Knutson y Manabe, 1995). En los campos medios de la velocidad vertical y de LI (Figs. 32–34), el forzamiento diabático refleja el calor latente en zonas de ascenso oceánicas y del monzón (implicando aumentos en el grosor troposférico), mientras que las zonas de subsidencia (en el Pacífico oriental subtropical y el suroeste de Estados Unidos) indican enfriamiento neto de la celda de Hadley local. En los experimentos numéricos de sensibilidad a la TSM buscamos determinar qué tanto se modifican estas condiciones con respecto a las condiciones de control simuladas sin forzamiento, las cuales se presentan a continuación.

4.2 Simulaciones de control sin forzamiento de años húmedos y secos.

Las estructuras básicas del MAN consideradas en el análisis de sensibilidad son el anticiclón de altura, la baja térmica sobre el desierto de Sonora, la circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California y las planicies costeras adyacentes, la convección profunda sobre la SMO y la distribución espacial de la precipitación asociada al monzón. En la Figura 37 se presentan, para los años húmedos y secos, los campos medios de las variables utilizadas para representar dichas estructuras. Los promedios abarcan a la segunda quincena de junio y fueron calculados a partir de las simulaciones de control (sin perturbación de la TSM) para utilizarlos como campos de referencia en el análisis de sensibilidad (Figs. 38–45). Las principales diferencias observadas entre los años húmedos y secos son las siguientes:

- a) El grosor troposférico ($Z_{500\text{mb}} - Z_{1000\text{mb}}$) refleja la intensificación y el mayor desplazamiento hacia el norte del anticiclón de altura durante los años húmedos (Figs. 37a,e).
- b) La presión atmosférica al nivel del mar muestra que la baja térmica del desierto de Sonora se fortalece durante los años húmedos y que el anticiclón del Pacífico subtropical se intensifica durante los años secos (Figs. 37b,f).
- c) La circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California, dirigida hacia el Alto Golfo durante la temporada monzónica, es de mayor magnitud y tiene un núcleo más grande durante los años húmedos (Figs. 37c,g).
- d) En la escala regional, el campo de velocidad a 10 m está dominada por la circulación anticiclónica sobre el Pacífico subtropical, misma que se intensifica durante los años secos. Pero también refleja la convergencia del flujo superficial sobre el eje de la SMO que resulta de la convección profunda. La línea de convergencia está mejor definida y se extiende más hacia el norte a lo largo del eje de la SMO, durante los años húmedos (Figs. 37d,h).
- e) Como era de esperarse, durante los años húmedos la distribución espacial de la precipitación se extiende considerablemente más hacia el norte a lo largo del eje de la SMO, que durante los años secos. La precipitación promedio para la segunda quincena de junio obtenida con el modelo *MM5* sobre las cimas de la SMO es de 80–100 mm para los años húmedos, contra menos de 20 mm para los secos (Figs. 37i,l).

AÑOS HÚMEDOS



AÑOS SECOS

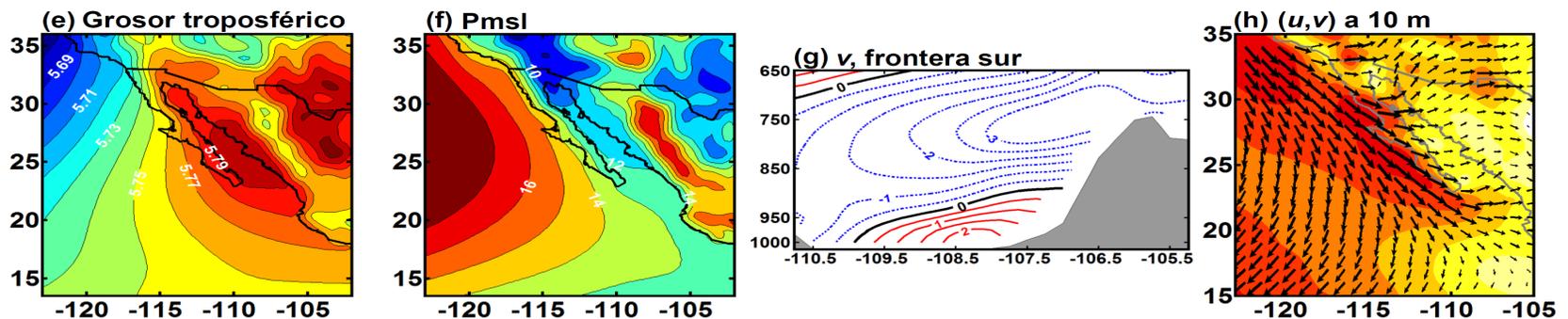
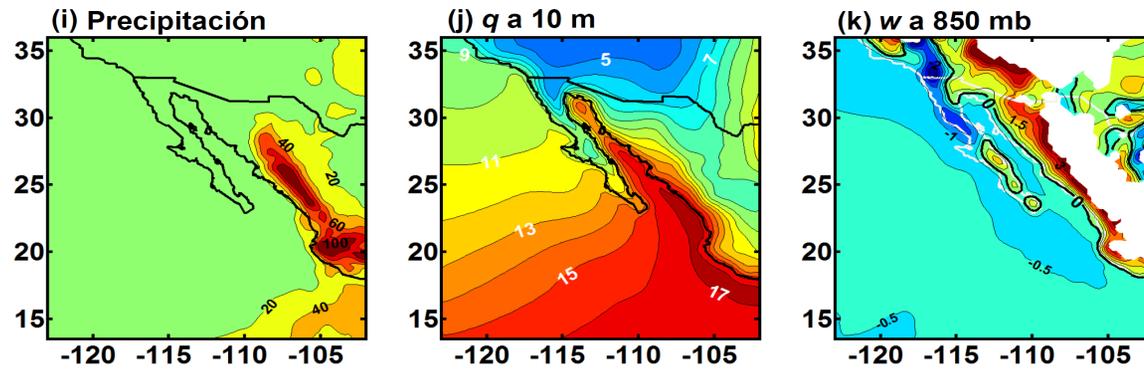


Figura 37. Campos medios para la segunda quincena de junio de las corridas de control de *MM5* (sin perturbación de la TSM), utilizados como referencia en las diferencias compuestas de las Figs. 38–45. En los paneles superiores (inferiores) se presentan los compuestos de los años húmedos (secos). (a,e) Grosor troposférico ($Z_{500mb} - Z_{1000mb}$) $\times 10^3$ [m]; el intervalo de contorno es 10 m. (b,f) Presión atmosférica al nivel del mar menos 1000 [mb]; el intervalo de contorno es 1 mb. (c,g) Sección vertical de la componente v de la velocidad horizontal, a lo largo de la frontera sur de la zona núcleo; el eje vertical presenta la altura en mb, el eje horizontal está dado en grados de longitud y el intervalo de contorno es 1 m/s. (d,h) Circulación a 10 m; los contornos indican la magnitud del vector de velocidad, en m/s.

AÑOS HUMEDOS



AÑOS SECOS

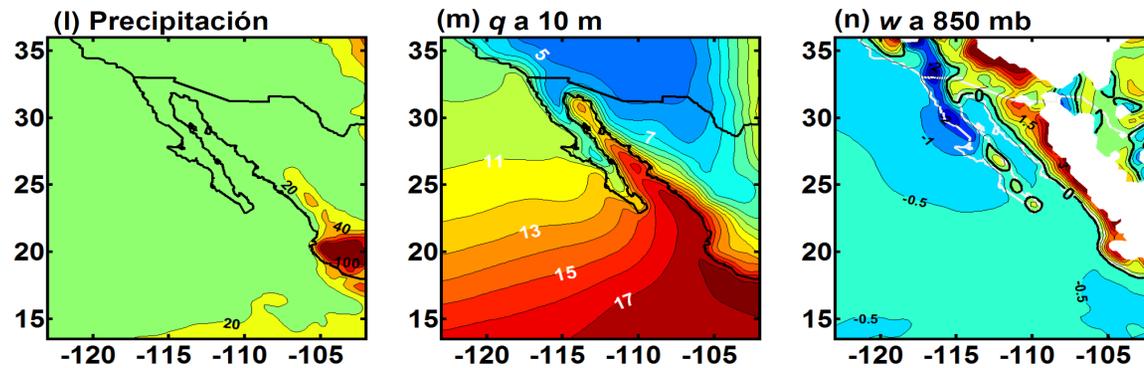


Figura 37. (cont.) (i,l) Precipitación acumulada durante la segunda quincena de junio; el intervalo de contorno es 20 mm. (j,m) Humedad específica a 10 m; el intervalo de contorno es 1 g/kg. (k,n) Velocidad vertical w a 850 mb; el intervalo de contorno es 0.5 cm/s, los valores positivos indican movimiento ascendente y las regiones cuya presión superficial es menor a 850 mb están blanqueadas.

- f) Aunque la cantidad de vapor de agua disponible a 10 m sobre el Océano Pacífico, al sur del Golfo de California, es mayor durante los años secos, la atmósfera es más húmeda sobre las planicies costeras y las laderas de la SMO en la zona núcleo del monzón durante los años húmedos (Figs. 37j,m). Esa diferencia se puede explicar por la intensificación de la circulación media de niveles bajos sobre el golfo que ocurre durante los años húmedos, la cual transporta la mayoría de la humedad que entra a la zona núcleo (Fig. 13).
- g) El campo de la velocidad vertical a 850 mb está dominado por el movimiento ascendente ligado a la convección profunda sobre el flanco occidental de la SMO y por la subsidencia compensatoria y menos intensa que se distribuye sobre el Océano Pacífico, gran parte de la península de Baja California y el Golfo de California. Tanto el movimiento ascendente como la subsidencia correspondiente son ligeramente más intensos durante los años húmedos (Figs. 37k,n).

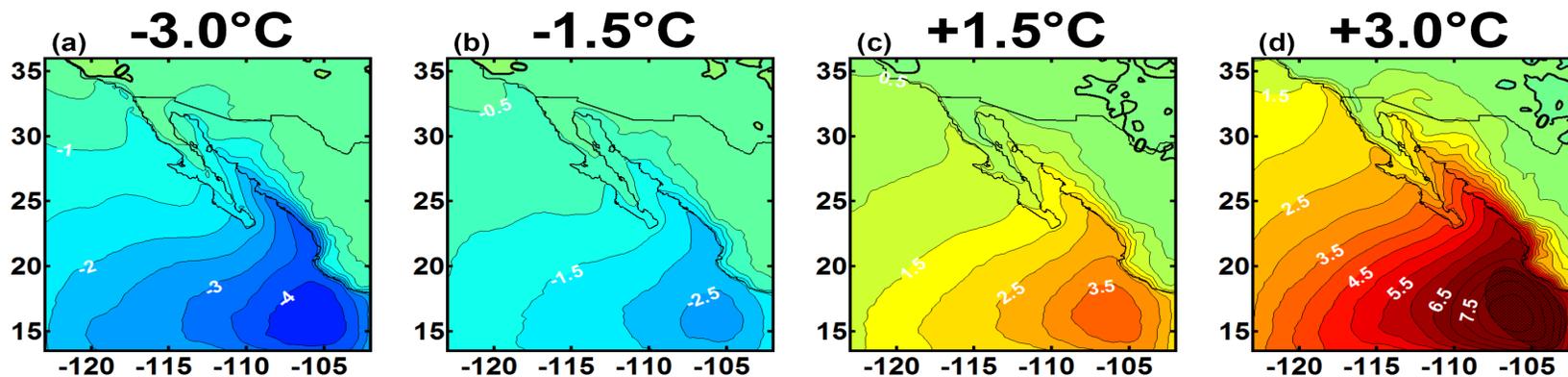
4.3 Resultados numéricos de sensibilidad a forzamientos de la TSM.

Para presentar los resultados de los experimentos numéricos de sensibilidad a la TSM calculamos diferencias compuestas de las variables mencionadas arriba, entre cada uno de los casos de forzamiento de la TSM ($-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $+1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$) y los casos de control respectivos, para los años húmedos y secos (Figs. 38–45). El nivel de significancia de los compuestos se determinó mediante la prueba de diferencia de medias evaluada por la distribución de *t-Student*.

En la Figura 38 se presentan, al igual que en figuras similares que le siguen, diferencias compuestas del grosor troposférico ($Z_{500\text{mb}} - Z_{1000\text{mb}}$). En estos resultados se puede observar el origen de la respuesta mecánica de la atmósfera al forzamiento impuesto a la TSM: cuando se enfría el océano, la troposfera se contrae (diferencias negativas) y se expande (diferencias positivas) cuando se incrementa la TSM. Es interesante notar que el centro de acción de esta respuesta, ubicado al oeste de los estados de Michoacán y Guerrero, coincide geográficamente con la región del Océano Pacífico que fue determinada en el capítulo II como la zona oceánica directamente involucrada en el CTOC del MAN (Figura 14) y que abarca una porción grande de la Alberca de Agua Cálida del Pacífico Oriental. La

GROSOR TROPOSFÉRICO (500 – 1000 mb) [m]

AÑOS HUMEDOS



AÑOS SECOS

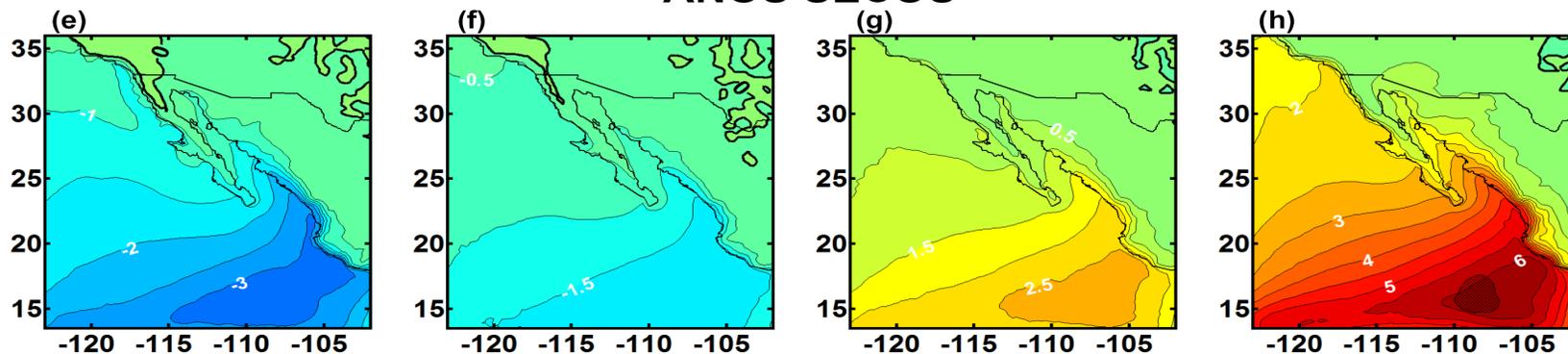
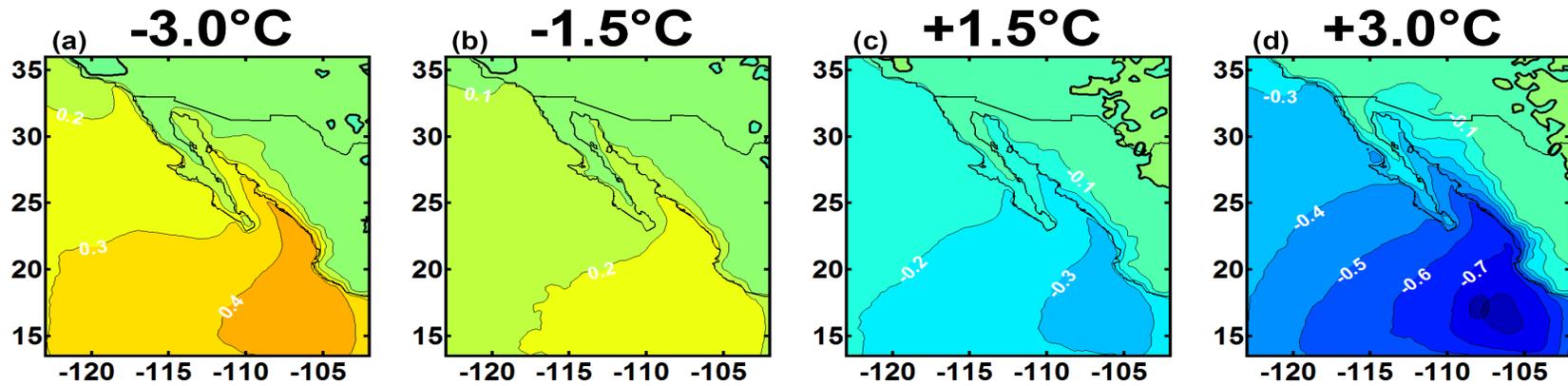


Figura 38. Diferencias compuestas para los años húmedos (a-d) y los años secos (e-h) entre los cuatro casos de forzamiento de la TSM (-3.0°C, -1.5°C, +1.5°C, +3.0°C) y las simulaciones de control sin forzamiento. En esta figura se presenta el grosor troposférico ($Z_{500\text{mb}} - Z_{1000\text{mb}}$) medio durante la segunda quincena de junio. El intervalo de contorno es 0.5 m. Las regiones sombreadas indican diferencias significativas con 90% de confianza.

PRESIÓN AL NIVEL DEL MAR [mb]

AÑOS HUMEDOS



AÑOS SECOS

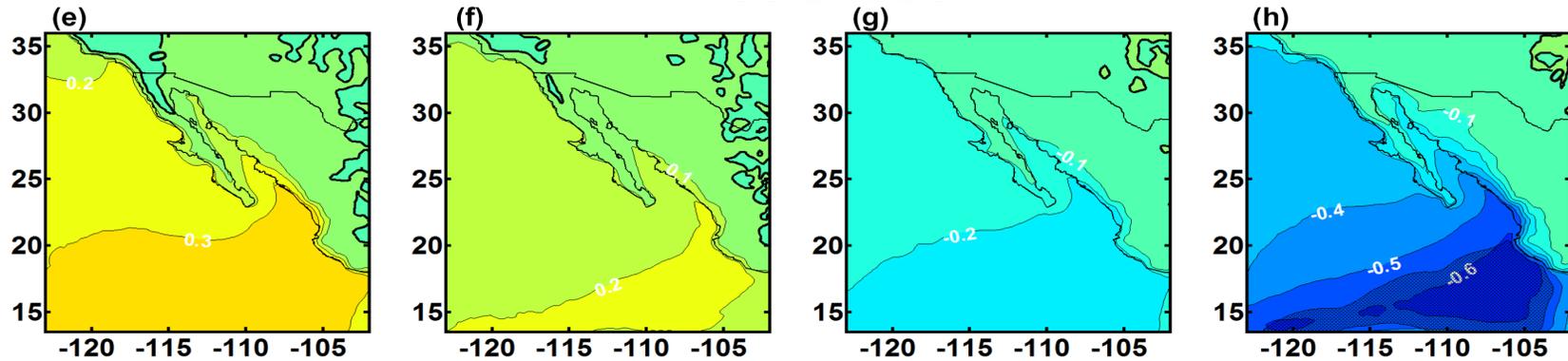


Figura 39. Ídem Fig. 38, para el promedio de la presión atmosférica al nivel del mar durante la segunda quincena de junio; el intervalo de contorno es 0.1 mb.

formación de ese centro de acción es una característica robusta de nuestros resultados, pues su presencia es cualitativamente muy similar durante los años húmedos y los años secos y su señal se observa claramente en otras variables como la presión atmosférica al nivel del mar (P_{nm}), la velocidad vertical y la precipitación. Sin embargo, la respuesta de la atmósfera no es simétrica en torno al signo del forzamiento; las diferencias son de mayor magnitud cuando se calienta el océano y sólo alcanzan a ser estadísticamente significativas (con 90% de confianza) en el caso extremo de calentamiento (+3.0°C; Figs. 38d, 38h).

La contracción (expansión) de la atmósfera que ocurre al enfriar (calentar) el océano genera a su vez un incremento (decremento) de la presión atmosférica al nivel del mar alrededor del centro de acción, al sur del Golfo de California (Fig. 39). La P_{nm} de la región de la baja térmica sobre el desierto de Sonora no se ve afectada directamente por el forzamiento de la TSM, por lo que la fuerza asociada al gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California se dirige hacia el noroeste durante todo el periodo de las simulaciones numéricas. En consecuencia, la presencia del centro de acción al sur del golfo necesariamente implica que el gradiente de presión superficial debe incrementar (disminuir) su magnitud en respuesta al enfriamiento (calentamiento) del océano. Este resultado confirma la parte medular de la hipótesis propuesta: el gradiente de presión superficial a lo largo del golfo, que juega un papel fundamental para la dinámica del MAN al regular la principal fuente de humedad de la zona núcleo, es susceptible de ser modulado por la TSM de la región oceánica directamente involucrada en el CTOC. Este resultado constituye esencialmente un mecanismo local para la variabilidad interanual del MAN, que se distingue por lo tanto del mecanismo por forzamiento remoto de la TSM del Océano Pacífico tropical abordado por Castro *et al.* (2007b).

El impacto que la modulación térmica del gradiente de presión superficial tiene sobre la circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California y las planicies costeras adyacentes se observa claramente en las Figuras 40 y 41, para los años húmedos y secos, respectivamente. En ellas se presentan secciones verticales, a lo largo de las fronteras de la zona núcleo, de las diferencias compuestas respectivas de las componentes de la velocidad horizontal perpendiculares a cada una de las fronteras. Al enfriar (calentar) el océano, el flujo medio superficial hacia el interior de la zona núcleo (Figs. 40a-d y 41a-d) se intensifica

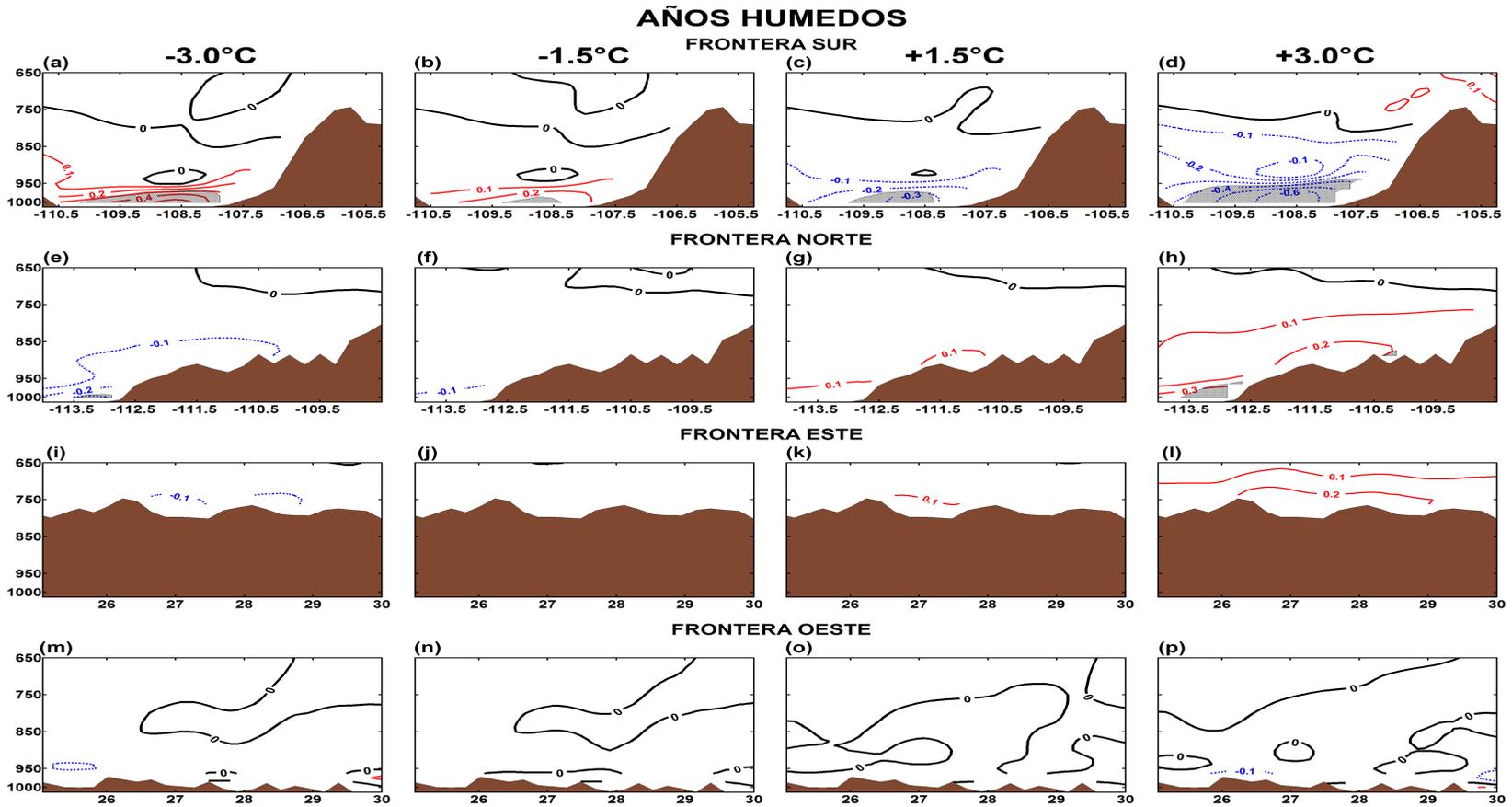


Figura 40. Diferencias compuestas para los años húmedos entre las secciones verticales promedio durante la segunda quincena de junio de las componentes del viento horizontal perpendiculares a las fronteras de la zona núcleo (Fig. 1) de los cuatro casos de forzamiento de la TSM y las secciones verticales promedio de los casos sin forzamiento. La primera columna (a,e,i,m) corresponde al caso -3.0°C , la segunda (b, f, j, n) al caso -1.5°C , la tercera (c, g, k, o) al caso $+1.5^{\circ}\text{C}$ y la última (d, h, l, p) al caso $+3.0^{\circ}\text{C}$. Las regiones sombreadas indican diferencias significativas con 90% de confianza. Las componentes del flujo se definen como positivas si apuntan hacia el interior de la zona núcleo y el intervalo de contorno es 0.1 m/s. El eje vertical presenta la altura en mb, mientras que el eje horizontal está dado en grados de latitud o longitud.

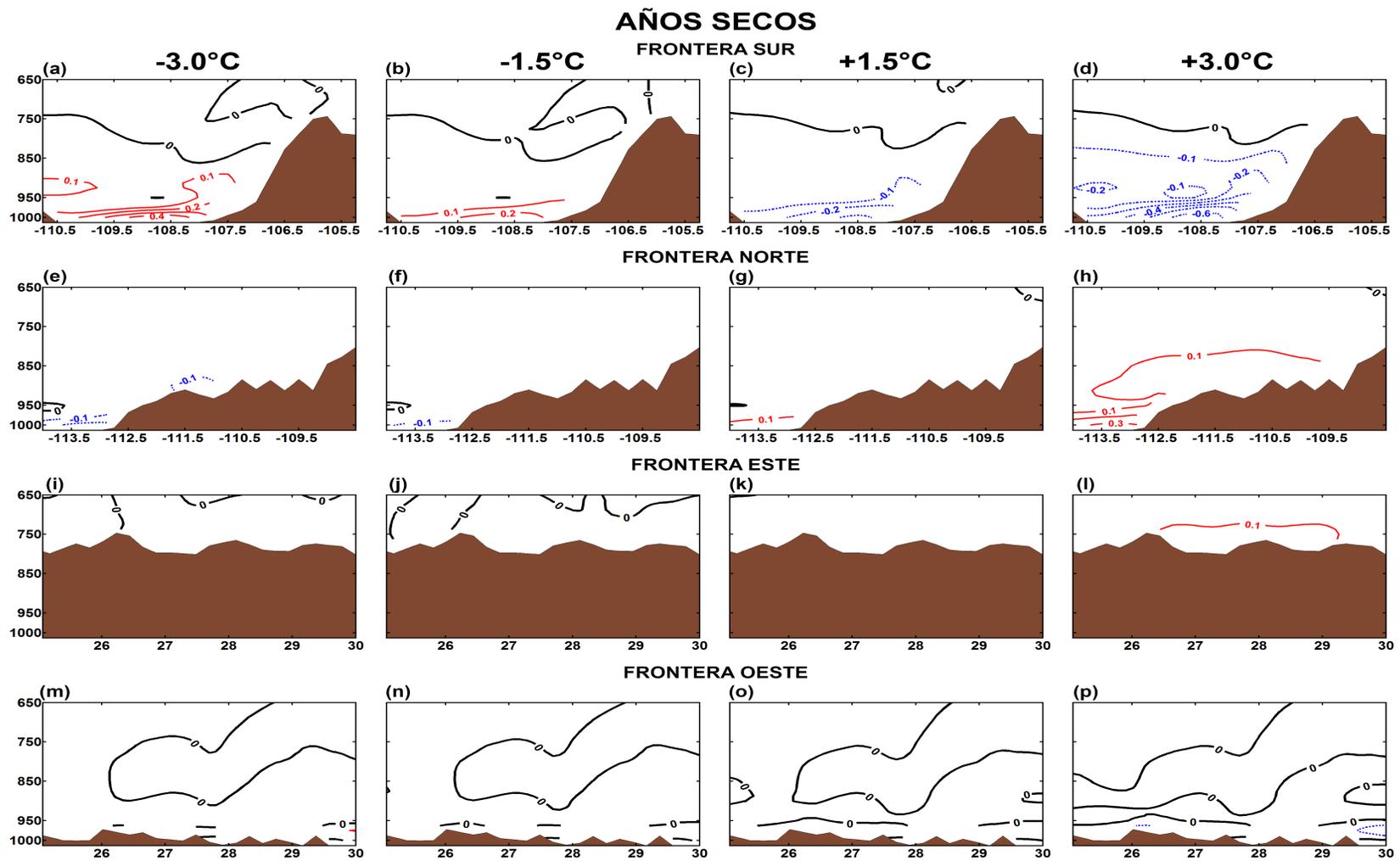


Figura 41. Ídem Fig. 40, para los años secos.

(debilita), probablemente en respuesta a los cambios en el gradiente de presión superficial descritos arriba. En el capítulo II se estableció que dicho flujo constituye la fuente principal de humedad para la zona núcleo durante la etapa inicial del MAN. Por lo tanto, aunque este resultado sólo fue estadísticamente significativo en los compuestos de los años húmedos, debe tener implicaciones directas para la intensidad inicial del monzón. El efecto de intensificación (debilitamiento) de la circulación media de niveles bajos también es apreciable, aunque en menor magnitud, en el extremo norte de la zona núcleo (Figs. 40e-h y 41e-h). Esto muestra que la respuesta del flujo al forzamiento de la TSM ocurre a lo largo del Golfo de California, probablemente en función de la diferencia de presiones de ambos extremos del golfo, con la región de la baja térmica al norte y el centro de acción oceánica del CTOC al sur. Adicionalmente, se observa que las anomalías del flujo en la dirección transversal al golfo, a lo largo de las fronteras este y oeste, son casi nulas (Figs. 40i-p y 41i-p).

La Figura 42 presenta la perspectiva completa, en todo el dominio de integración, de la respuesta de la circulación superficial al forzamiento de la TSM. En ella se muestran las diferencias vectoriales compuestas entre la circulación a 10 m de los experimentos de sensibilidad a la TSM y la de los casos de control sin forzamiento, para los años húmedos y secos. Estos resultados confirman que los mayores cambios en la circulación superficial ocurren en el interior del Golfo de California, específicamente en su dirección longitudinal y que son consistentes con la modulación del flujo superficial por los centros de presión en ambos extremos del golfo. Al enfriar (calentar) el océano, el vector de velocidad rota hacia el Alto Golfo (hacia la boca del golfo), en dirección de la baja térmica (del centro de acción oceánica del CTOC). Aunque son de magnitudes comparables, los cambios de la circulación superficial que se observan en la región oceánica al oeste de California y del norte de Baja California no están directamente involucrados con la dinámica del monzón.

Hasta este punto se ha puesto énfasis en la respuesta mecánica de la troposfera al forzamiento idealizado de la TSM, señalando su concordancia con el mecanismo local del CTOC propuesto en esta tesis para la variabilidad interanual del MAN. Sin embargo, los resultados obtenidos en los experimentos numéricos para la precipitación acumulada durante la segunda quincena de junio no coinciden con la hipótesis propuesta, según la cual las anomalías negativas de la TSM favorecen un mayor transporte de humedad hacia la zona

CIRCULACIÓN SUPERFICIAL: $\vec{U}_{TSM} - \vec{U}_{CONTROL}$ (10m)

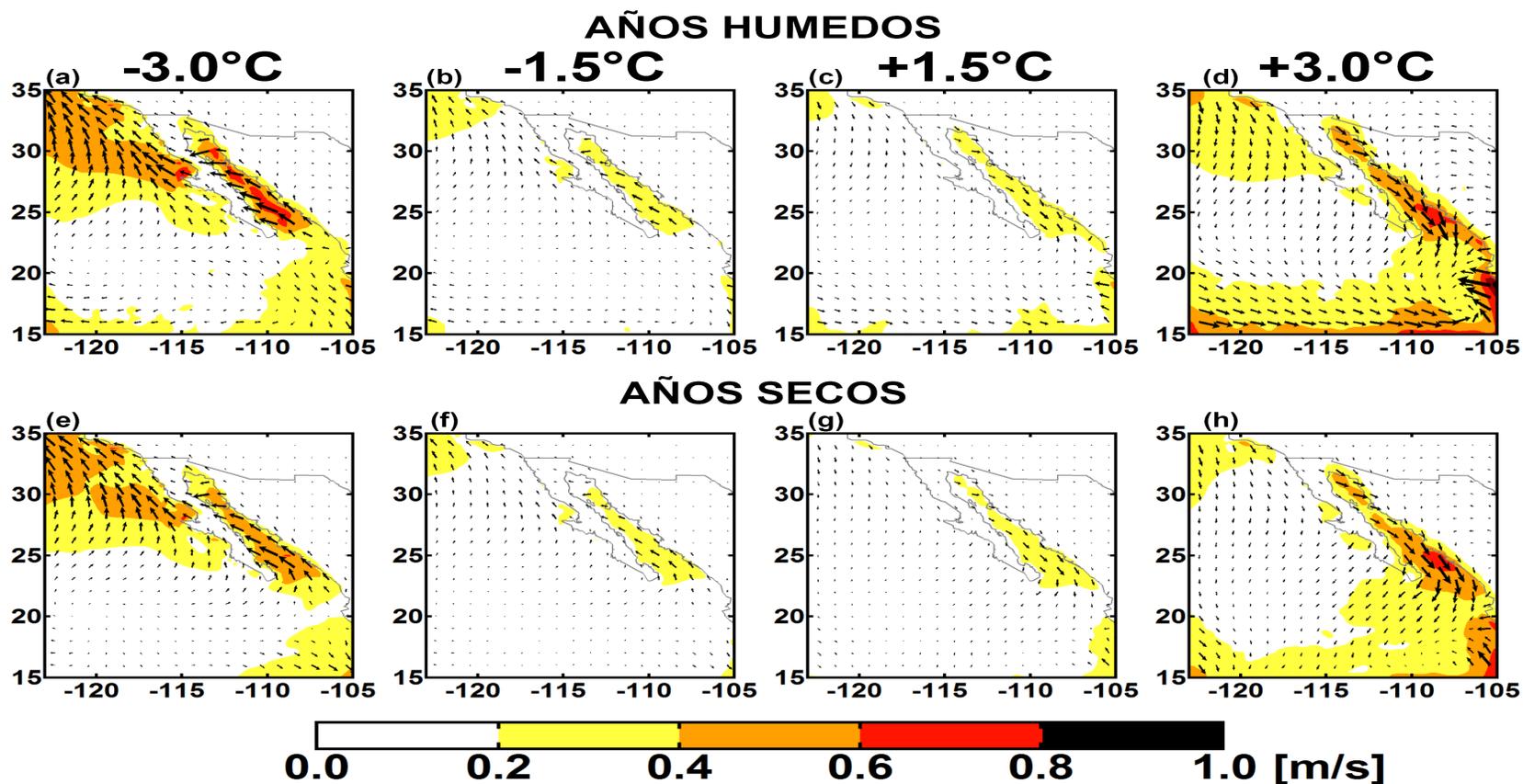
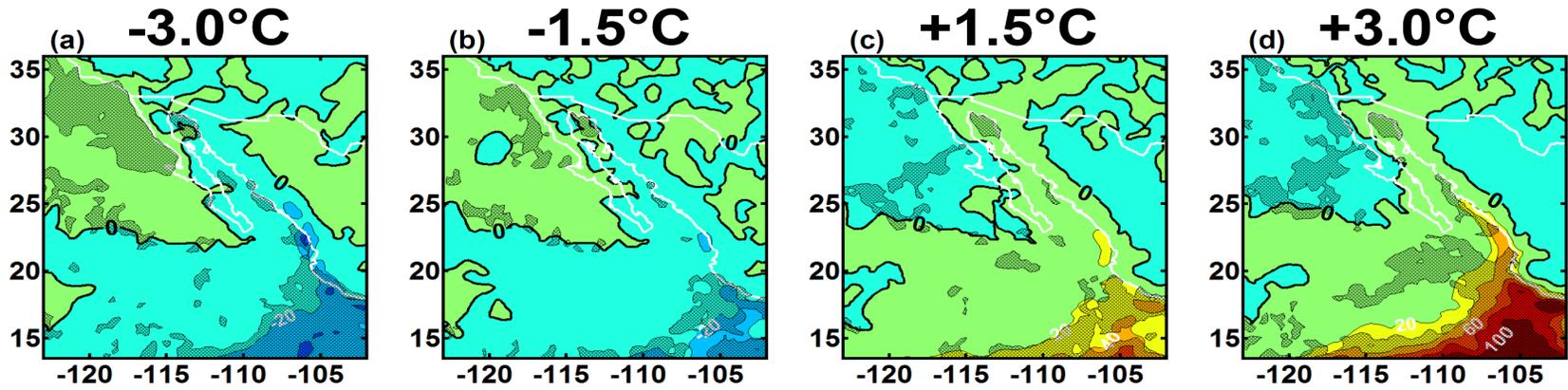


Figura 42. Diferencias vectoriales compuestas para los años húmedos (a-d) de la circulación promedio a 10 m durante la segunda quincena de junio. La primera columna muestra las diferencias compuestas entre los casos con forzamiento de la TSM de -3.0°C y los casos control sin forzamiento; la segunda corresponde al caso -1.5°C ; la tercera al caso $+1.5^{\circ}\text{C}$; y la cuarta al caso $+3.0^{\circ}\text{C}$. La magnitud del vector resultante se muestra en la escala de colores. En los paneles inferiores (e-h) se presentan los resultados correspondientes para los años secos.

PRECIPITACIÓN [mm]

AÑOS HUMEDOS



AÑOS SECOS

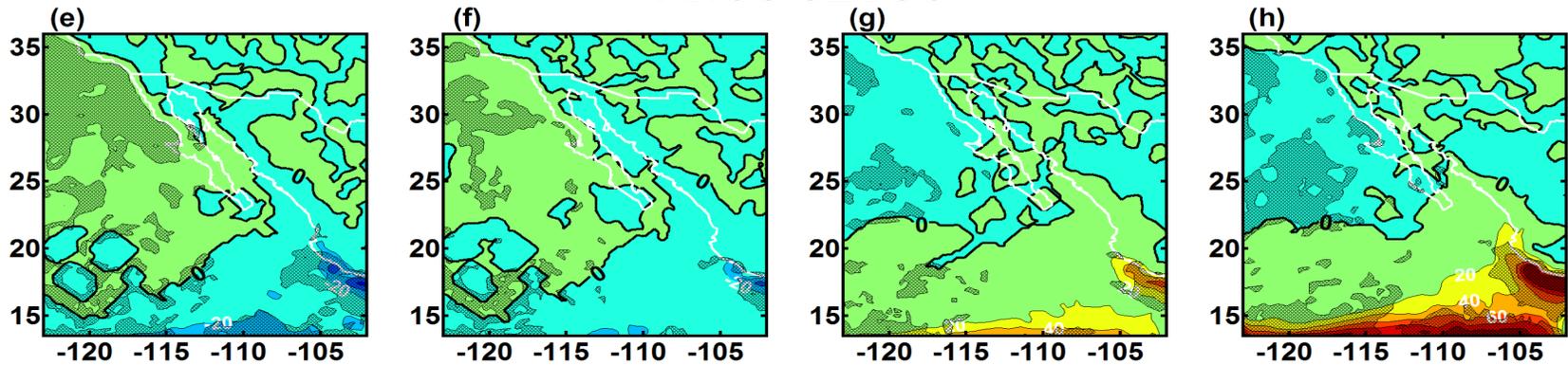


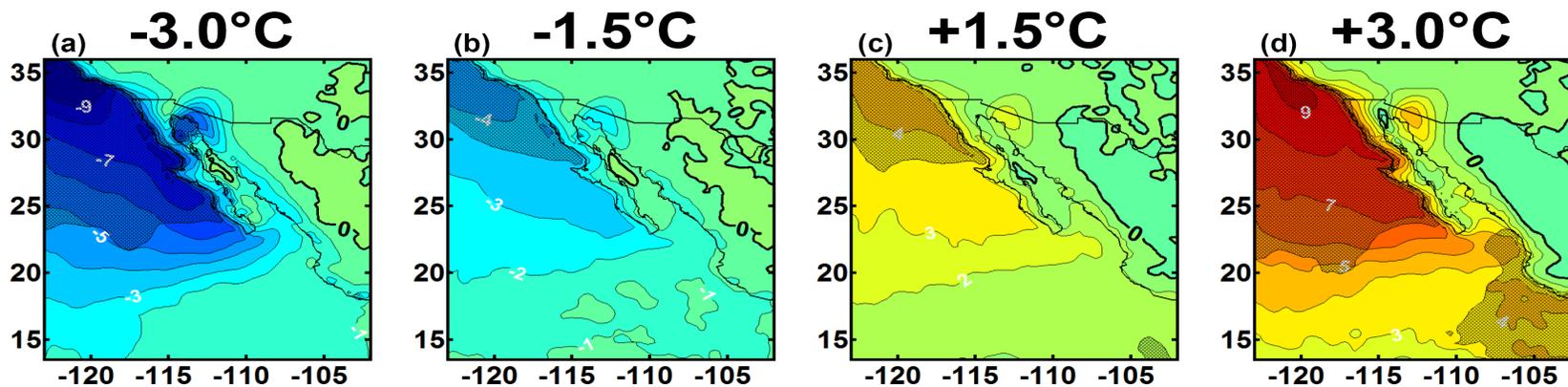
Figura 43. *Ídem* Fig. 38, para la precipitación acumulada durante la segunda quincena de junio. El intervalo de contorno es 20 mm.

núcleo y en consecuencia también mayor precipitación asociada al monzón que la que ocurre en los casos de control (Figs. 37i,l). En la Figura 43 se observan los patrones de precipitación obtenidos en los experimentos de sensibilidad. Aunque en la región serrana de la zona núcleo las anomalías de precipitación son pequeñas y del signo esperado, en la mayor parte del dominio de integración se observa el patrón de precipitación opuesto. En la zona costera de núcleo del monzón se obtuvieron anomalías negativas (positivas) cercanas a cero asociadas al enfriamiento (calentamiento) del océano. Además, las anomalías más grandes de la precipitación, de ambos signos, no ocurren en la zona núcleo del MAN, sino en el centro de acción del Océano Pacífico, en el extremo suroriental del dominio de integración. La distribución espacial de la precipitación obtenida al forzar la TSM marca una discrepancia importante con nuestra hipótesis, que probablemente se relaciona con los límites propios de los forzamientos idealizados utilizados en el diseño experimental. Para abordar este problema presentamos a continuación dos explicaciones, mutuamente complementarias, que están relacionadas con el efecto que el forzamiento de la TSM tuvo sobre (a) la cantidad total de vapor de agua presente en el dominio de integración y (b) la estabilidad estática de la capa planetaria, pero que no necesariamente contradicen nuestra hipótesis.

En la Figura 44 se presentan los resultados correspondientes del análisis de sensibilidad a la TSM para la humedad específica a 10 m. Aunque esta figura no refleja estrictamente el contenido total de vapor de agua presente en el dominio de integración, sí permite inferir que los experimentos numéricos no lo conservan, pues la tropósfera se seca (humedece) al enfriar (calentar) el océano, probablemente por el efecto de la condensación (evaporación) superficial, como lo predice la ecuación de Clausius-Clapeyron (8). El efecto que el cambio en el contenido total de vapor de agua debe tener sobre los resultados de precipitación va en el mismo sentido que el patrón observado en la Figura 43: el enfriamiento (calentamiento) de la TSM inhibe (favorece) la precipitación. Más aún, en el diseño experimental que utilizamos la única variable que fue forzada directamente es la TSM. Por lo tanto, en respuesta a dicho forzamiento, necesariamente debió ocurrir un periodo de ajuste de otras variables, como la humedad específica superficial, al nuevo contenido de calor en el sistema. Durante dicho ajuste los procesos compensatorios de condensación y evaporación debieron jugar un papel central para determinar la respuesta termodinámica de la tropósfera a

HUMEDAD ESPECÍFICA A 10m [%]

AÑOS HUMEDOS



AÑOS SECOS

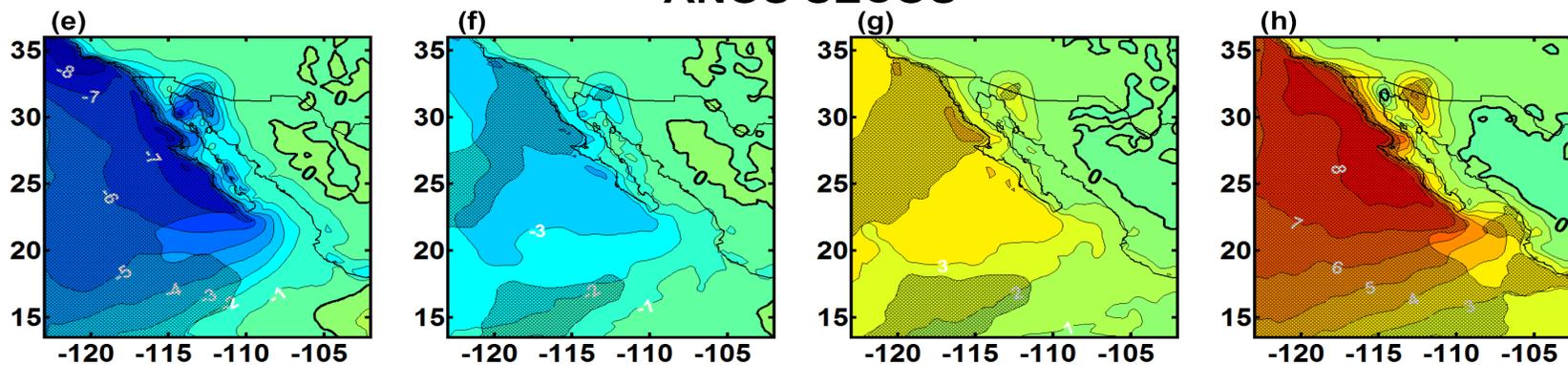


Figura 44. Ídem Fig. 38, para la humedad específica media a 10 m durante las segunda quincena de junio; las diferencias están expresadas como porcentaje de cambio respecto a los compuestos de los casos de control (sin forzamiento de la TSM); el intervalo de contorno es 1 punto porcentual.

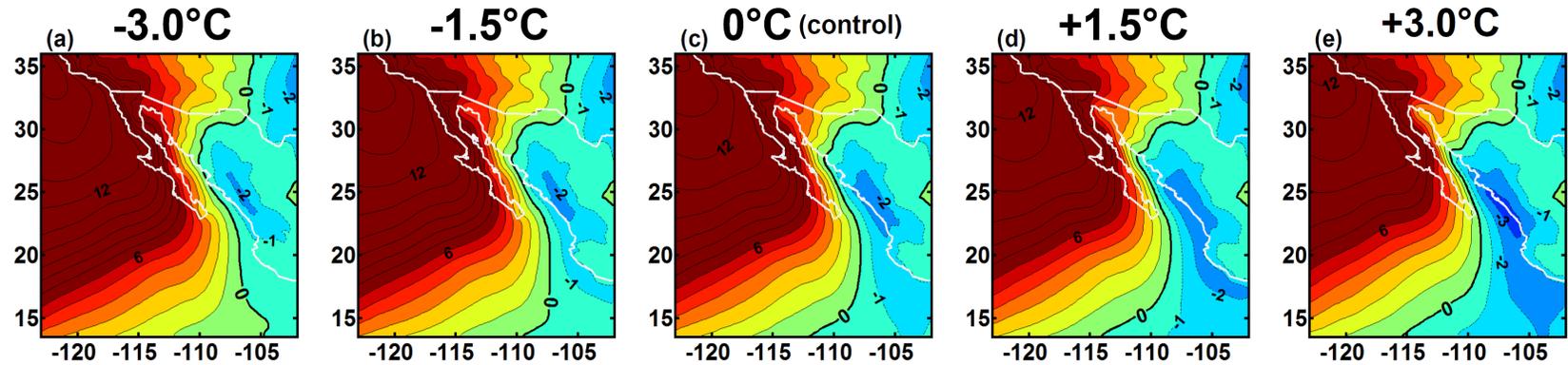
los cambios en la TSM.

Una segunda consecuencia del forzamiento aplicado a la TSM, que también podría afectar directamente a los patrones de precipitación observados en los experimentos numéricos, es el efecto que el calentamiento o enfriamiento del océano tuvieron sobre la estabilidad estática de la capa planetaria, de acuerdo a la ecuación de Energía Termodinámica (9). En la Figura 45 se presentan los compuestos para los años húmedos y secos del promedio de la segunda quincena de junio del valor diario del índice de inestabilidad LI , para los casos de control (0°C) y los cuatro casos de forzamiento de la TSM (-3°C , -1.5°C , $+1.5^{\circ}\text{C}$, $+3^{\circ}\text{C}$). Nuevamente se observa que la diferencia principal entre los años húmedos y secos es la mayor extensión hacia el norte, sobre el eje de la SMO, de la región de inestabilidad en los primeros. Sin embargo, el efecto del forzamiento de la TSM es muy similar en ambos extremos climáticos, por lo que debe considerarse una respuesta robusta de la troposfera: calentar (enfriar) el océano aumenta (disminuye) la inestabilidad estática de la capa planetaria sobre la SMO, favoreciendo (inhibiendo) en consecuencia la convección y la precipitación. En la región costera de la zona núcleo se observa la mayor sensibilidad del monzón a los cambios térmicos del océano, lo que probablemente se relaciona con el cambio del signo esperado en las anomalías de la precipitación (Fig. 43). Además, la persistencia en todos los experimentos de la zona de estabilidad y subsidencia ($LI > 0$) sobre el Océano Pacífico oriental subtropical es notable. A pesar de que en los casos con calentamiento de la TSM las mayores anomalías positivas de la humedad específica superficial se observaron en dicha región (Fig. 44), los cambios en la precipitación ahí son muy pequeños (Fig.43). Esto indica, como ya se había mencionado antes, que es necesaria una combinación adecuada de factores dinámicos (movimiento ascendente, Fig. 46) y termodinámicos (inestabilidad estática, Fig. 45) para que se generen convección y precipitación.

En la Figura 46 se presentan las diferencias compuestas correspondientes de la velocidad vertical media durante la segunda quincena de junio a 850 mb, para los años húmedos y secos. Las mayores anomalías de la velocidad vertical también ocurrieron sobre el centro de acción oceánico del CTOC, al oeste de Michoacán y Guerrero y se correlacionan altamente con el patrón espacial de las anomalías de precipitación (Fig. 43). El enfriamiento del océano tuvo el efecto de fortalecer la subsidencia sobre el Océano Pacífico, inhibiendo por

INDICE DE INESTABILIDAD, LI [$^{\circ}\text{C}$]

AÑOS HUMEDOS



AÑOS SECOS

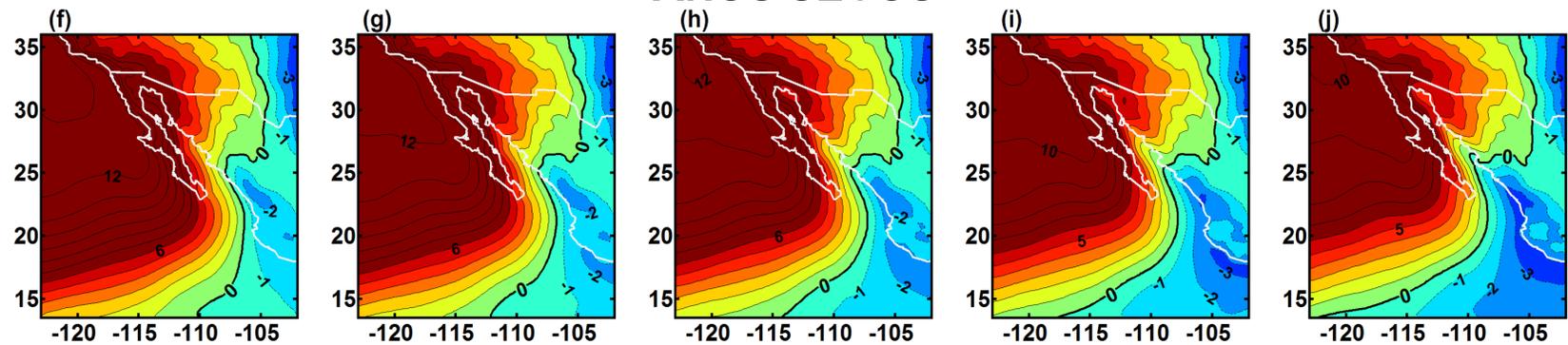
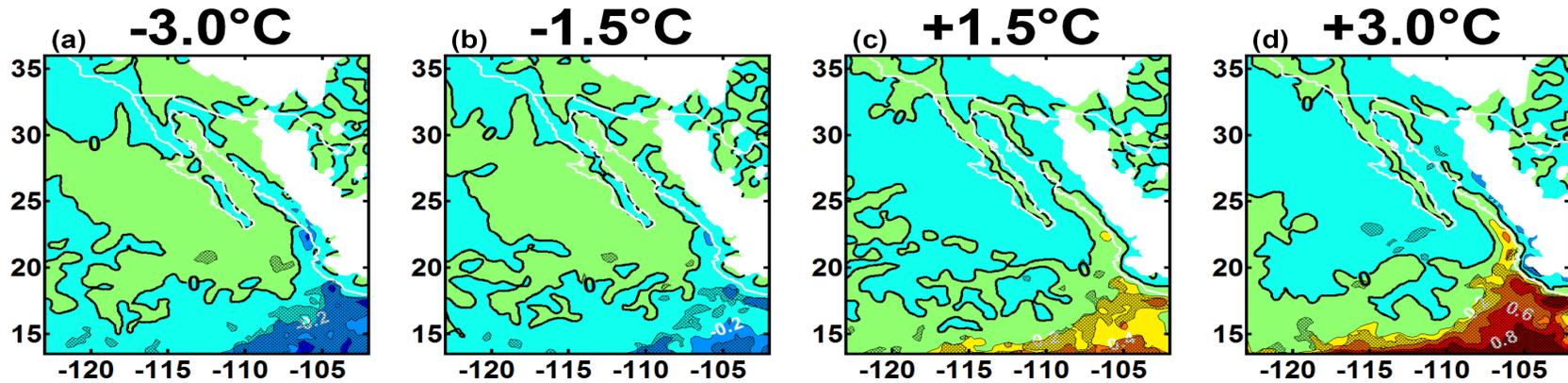


Figura 45. Compuestos para los años húmedos (a-e) y secos (f-j) del promedio diario del índice de inestabilidad LI (en inglés *Lifted Index*) durante la segunda quincena de junio, calculados a partir del *MM5*. Se presentan los resultados para los cuatro casos de forzamiento de la TSM (-3.0°C , -1.5°C , $+1.5^{\circ}\text{C}$, $+3.0^{\circ}\text{C}$), mas los compuestos de las simulaciones de control (0°C). El intervalo de contorno es 1°C .

VELOCIDAD VERTICAL A 850 mb [cm/s]

AÑOS HUMEDOS



AÑOS SECOS

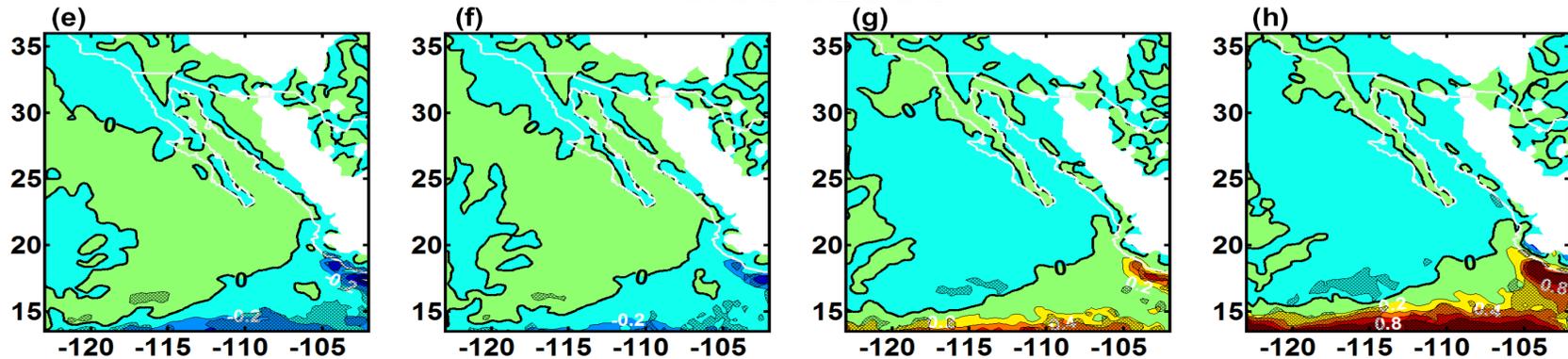


Figura 46. Ídem Fig. 38, para la velocidad vertical media a 850 mb durante la segunda quincena de junio. Las regiones con presión superficial menor a 850 mb están blanqueadas y el intervalo de contorno es 0.2 cm/s.

lo tanto a la precipitación; esta influencia se extiende a la zona costera hacia el norte. En sentido opuesto, las anomalías positivas de la velocidad vertical provocadas por el calentamiento del océano fueron lo suficientemente grandes para cancelar la subsidencia observada en los casos de control (~ -0.5 cm/s; Figs. 37k,n), e incluso, en el caso de mayor calentamiento, generar movimiento ascendente sobre la región del centro de acción oceánico ($\sim +0.8$ cm/s; Figs. 46d,h), estimulando ahí la precipitación. La circulación ciclónica superficial generada por el calentamiento en el centro del acción del Océano Pacífico también se observa claramente en las figuras 42d y 42h.

Por último, en la Figura 47 se muestra el efecto que tuvo el forzamiento de la TSM sobre el balance entre las tazas promedio de precipitación (P) y evaporación² (E) durante la segunda quincena de junio. En el capítulo II mostramos que el inicio de la temporada monzónica está marcado por valores positivos de $P - E$ (Fig. 15). En la Figura 47, la zona de influencia del monzón ($P - E > 0$) durante la segunda quincena de junio está claramente definida y como es de esperarse se extiende notablemente más hacia el norte a lo largo del eje de la SMO durante los años húmedos. Sin embargo, en la región continental su extensión geográfica fue invariante bajo el forzamiento de la TSM en ambos extremos climáticos. Este resultado refleja la misma discrepancia con la hipótesis del CTOC descrita arriba, la cual predecía un incremento (decremento) de P al enfriar (calentar) el océano y sugiere que las respuestas termodinámicas de la tropósfera al forzamiento idealizado de la TSM (los procesos compensatorios de condensación y evaporación y los cambios en la estabilidad estática de la capa planetaria) cancelaron el efecto de la respuesta mecánica (la modulación térmica de la circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California).

El efecto del forzamiento de la TSM sobre las regiones oceánicas dominadas por la evaporación ($P - E < 0$) también es consistente con la respuesta termodinámica mencionada arriba: el calentamiento (enfriamiento) del océano fortaleció (debilitó) a E . Sin embargo, en los casos de mayor calentamiento ($+3^\circ\text{C}$) aparecen regiones con valores positivos de $P - E$ sobre el Océano Pacífico, en el extremo suroriental del dominio de integración. Ahí el efecto del calentamiento fue suficientemente fuerte para cancelar la subsidencia y generar

2 Las tazas de evaporación de las simulaciones numéricas del *MM5* fueron estimadas a partir del flujo de calor latente superficial.

P – E [mm día⁻¹]
AÑOS HUMEDOS

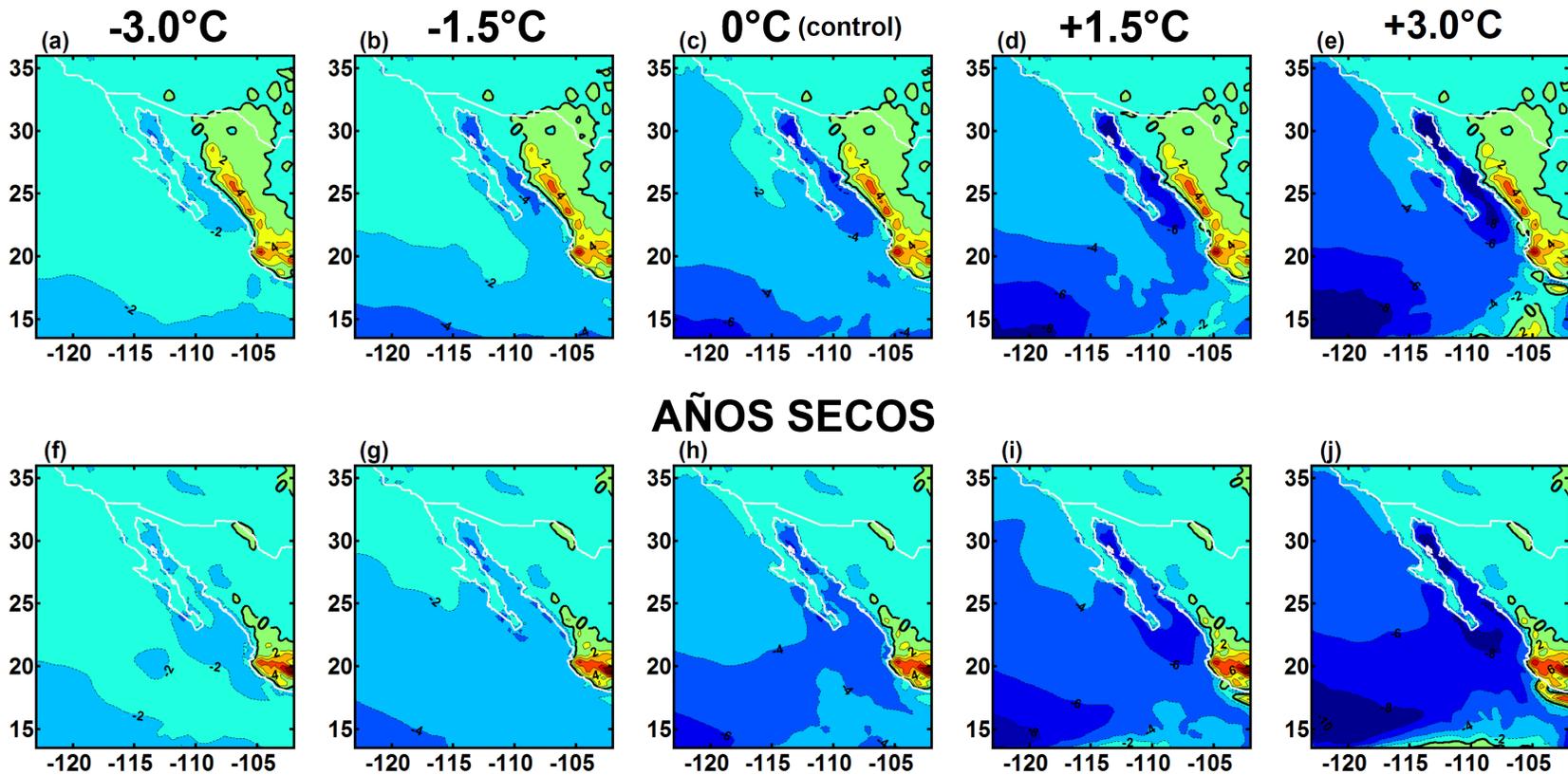


Figura 47. Compuestos para los años húmedos (a-e) y secos (f-j) del balance entre las tasas promedio de precipitación y evaporación durante la segunda quincena de junio, calculados a partir del *MM5*. Se presentan los resultados para los cuatro casos de forzamiento de la TSM (-3.0°C, -1.5°C, +1.5°C, +3.0°C), mas los compuestos de las simulaciones de control (0°C). El intervalo de contorno es 2 mm día⁻¹.

movimiento ascendente (Figs. 46d,h) que favoreció la precipitación.

III.5 Conclusiones.

En este capítulo presentamos una metodología de modelación del MAN con el modelo atmosférico de mesoescala *MM5*, que reproduce adecuadamente los rasgos más importantes del monzón:

- a) La intensidad, variabilidad interanual, extensión y ubicación geográfica de la baja térmica sobre el desierto de Sonora.
- b) La posición e intensidad del anticiclón de altura y su variabilidad interanual.
- c) El ciclo diurno de la convección profunda sobre la SMO.
- d) La distribución espacial de la precipitación asociada al monzón, así como las diferencias observadas entre los años húmedos y secos, lo que constituye una condición necesaria para el estudio de la variabilidad interanual del MAN.

Por otro lado, el modelo produce una circulación media de niveles bajos sobre el Golfo de California con una componente notable hacia la SMO que no se observa en los campos originales del *NARR*. Este error posiblemente se relaciona con la pobre representación de la topografía de la península de Baja California en la malla computacional, pues las sierras de la península aíslan a la atmósfera baja sobre el golfo del Océano Pacífico circundante.

Los resultados de los análisis de sensibilidad muestran claramente que la respuesta mecánica de la atmósfera a los forzamientos impuestos a la TSM gira en torno a la modulación del gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California, el cual a su vez regula la circulación de niveles bajos hacia el interior de la zona núcleo sobre el golfo y las planicies costeras adyacentes. Específicamente, los resultados obtenidos mostraron que el enfriamiento (calentamiento) regional del océano, que aumentó (disminuyó) el CTOC, tuvo el efecto de incrementar (disminuir) el gradiente de presión superficial a lo largo del golfo y en consecuencia también incrementó (disminuyó) la magnitud de la circulación media de niveles bajos sobre el golfo hacia el interior de la zona núcleo del monzón. Estos resultados son consistentes con la hipótesis propuesta para la relación dinámica entre el CTOC y la intensidad inicial del MAN, misma que constituye un mecanismo local para la variabilidad

interanual del monzón. Sin embargo, al enfriar la TSM disminuyó la evaporación oceánica y, aunque la circulación horizontal se incrementó hacia la zona núcleo, el gradiente horizontal de humedad no aumentó, razón por la cual no se observó un aumento significativo de precipitación en la zona continental del monzón bajo condiciones de océano frío.

Las funciones de forzamiento idealizadas de la TSM que se utilizaron en los experimentos de sensibilidad parecen haber tenido efectos termodinámicos adicionales a la respuesta mecánica, relacionados por un lado con los procesos compensatorios de condensación y evaporación en los niveles bajos de la troposfera, que cancelaron la conservación de la cantidad total de vapor de agua presente en el dominio de integración y por el otro con cambios en la estabilidad estática de la capa planetaria y la velocidad vertical de la atmósfera. Ambos tuvieron un impacto directo sobre la distribución espacial de la precipitación y aunque las mayores anomalías ocurrieron sobre el Océano Pacífico, afuera de la zona núcleo del MAN, fueron de signo opuesto al predicho por nuestra hipótesis para la zona continental del monzón, de tal manera que el calentamiento (enfriamiento) del océano favoreció (inhibió) la precipitación.

Capítulo IV

Discusión y Conclusiones

En el presente estudio abordamos una hipótesis para la variabilidad interanual del Monzón de América del Norte (MAN) basada en la relación dinámica entre el contraste térmico océano-continente (CTOC) y la intensidad inicial del monzón. En la Figura 48 presentamos un esquema que resume el modelo conceptual. La presencia de la baja térmica sobre el desierto de Sonora, al inicio de la temporada monzónica, provoca una diferencia climatológica entre las presiones superficiales a ambos extremos del Golfo de California de 6 mb. La fuerza del gradiente de presión resultante invierte la circulación media de niveles bajos sobre el golfo y las planicies costeras adyacentes, en relación al patrón de invierno que es dominado por el centro de alta presión del Océano Pacífico Subtropical. En consecuencia, durante el verano el flujo de niveles bajos se dirige hacia el norte del golfo, transportando hacia la zona núcleo del monzón la mayor parte de la humedad asociada al MAN. Paralelamente, esa humedad es transportada hacia las laderas y cimas de la Sierra Madre Occidental (SMO) por la componente del flujo transversal al golfo, alimentando el ciclo diurno de convección profunda que es forzado por la radiación solar sobre las cimas de la SMO y que produce la mayoría de la precipitación generada durante el monzón. Bajo nuestra hipótesis, el mecanismo dinámico que relaciona al CTOC con la intensidad inicial del monzón es la modulación térmica de los centros de presión a ambos extremos del Golfo de California que se presentan en la Figura 48.

La influencia de la temperatura superficial del mar (TSM) sobre la variabilidad interanual del MAN ha sido abordada por diversos estudios. Notablemente, Castro *et al.* (2007b) propusieron un mecanismo de forzamiento remoto por la TSM del Océano Pacífico tropical, mediante un patrón teleconectivo en las latitudes medias que interfiere con la posición del anticiclón de altura asociado al monzón. Específicamente, los resultados de Castro *et al.* (2007b) y Zhu *et al.* (2007) sugieren, al igual que los nuestros, que las anomalías negativas (positivas) de la TSM favorecen un monzón intenso (débil).

Una aportación de nuestro trabajo es la precisión de que una parte de la modulación

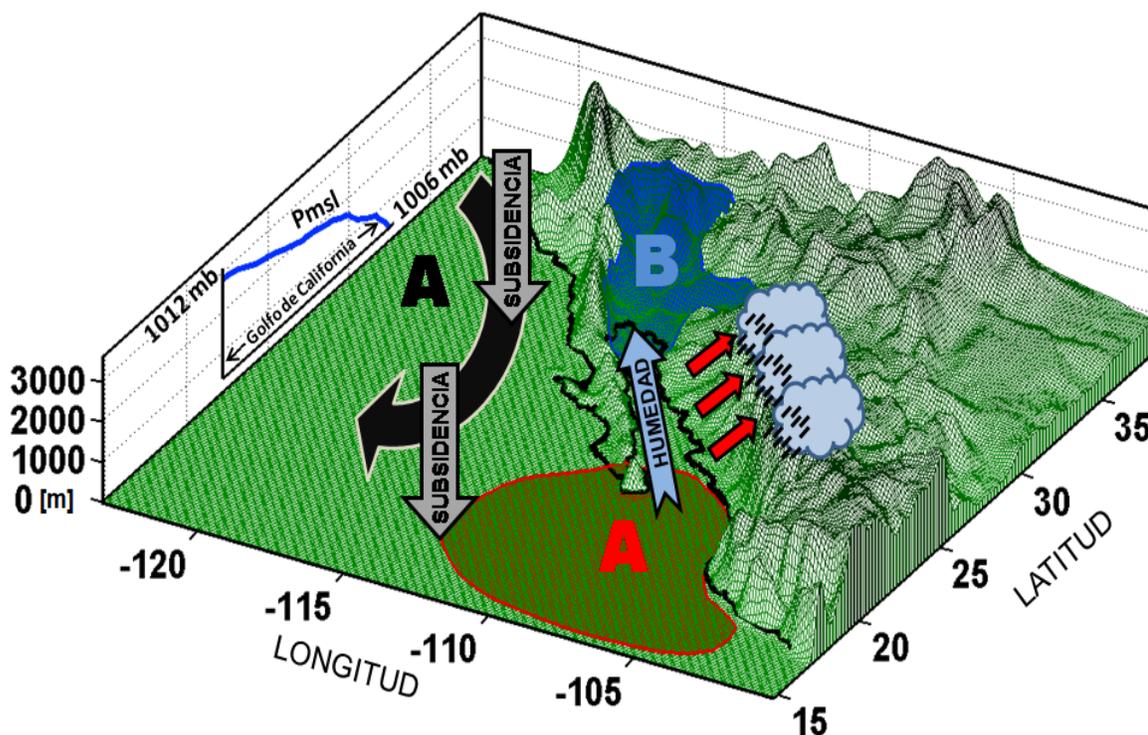


Figura 48. Modelo conceptual de los procesos dominantes del Monzón de América del Norte durante la segunda quincena de junio. La letra A indica la posición del centro oceánico de acción con presión superficial relativamente alta; B indica el centro continental de baja presión superficial. Las flechas rojas representan el transporte de humedad hacia las cimas de la SMO que alimenta a la convección profunda.

interanual del MAN se debe por lo menos a dos mecanismos independientes relacionados a la variabilidad de la TSM del Océano Pacífico: uno remoto dado por el patrón teleconectivo en las latitudes medias y el segundo local, dado por la relación dinámica entre el CTOC y la intensidad inicial del monzón.

El análisis de nuestra hipótesis fue abordado en dos partes. La primera está basada en un análisis diagnóstico de la etapa inicial del monzón a partir de los campos del Reanálisis Regional de América del Norte (*NARR*). La climatología de los flujos de humedad a lo largo de las cuatro fronteras de la zona núcleo del monzón, calculada para el periodo 1979–2006, resalta el papel que juega la circulación media de niveles bajos (> 850 mb) sobre el Golfo de California para transportar la mayor parte de la humedad que ingresa a la zona núcleo durante la etapa inicial del MAN (Fig. 13). Este resultado es un sustento importante de nuestra hipótesis, pues sugiere que la dinámica que gobierna al flujo medio de niveles bajos sobre el golfo debe ser fundamental para la evolución del monzón.

A partir de los campos diarios de la humedad específica y la velocidad horizontal del *NARR*, proponemos un índice para la intensidad inicial del MAN basado en la convergencia del flujo de humedad verticalmente integrado en la zona núcleo del monzón, durante la segunda quincena de junio. Dicho índice fue utilizado para determinar los límites geográficos del centro de acción oceánico directamente involucrado en el CTOC, lo que a su vez permitió cuantificar objetivamente el contraste térmico, calcular su climatología y estimar el porcentaje que puede explicar de la variabilidad interanual del MAN (45%).

Posteriormente, presentamos evidencia a partir del análisis diagnóstico del *NARR* que sugiere fuertemente que el CTOC juega un papel importante para determinar la intensidad inicial del monzón en la zona núcleo a través de una conexión dinámica directamente proporcional con el gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California y el transporte de humedad de niveles bajos (> 850 mb) que resulta hacia la zona núcleo. El transporte de humedad proviene de la región sur del Golfo de California y del Océano Pacífico oriental tropical y afecta directamente la precipitación inicial del MAN sobre el noroeste de México.

En la segunda parte de la tesis probamos la relación dinámica entre el CTOC y la intensidad inicial del MAN mediante simulaciones numéricas realizadas con el modelo atmosférico regional *MM5*, en las que se mide la sensibilidad de los procesos relevantes a cambios en la temperatura superficial del mar (TSM) del Golfo de California y el Océano Pacífico adyacente. Para ello, primero presentamos una metodología de modelación del monzón que tiene como puntos principales:

- a) El modelo es forzado en las fronteras laterales por los campos del *NARR* y en la frontera inferior por una combinación de la TSM de Reynolds para los puntos de malla sobre el mar y de la temperatura superficial del *NARR* para los puntos sobre tierra.
- b) Las simulaciones empiezan "en frío" ("cold start") el primer día de mayo y duran hasta el 15 de julio.
- c) La malla computacional tiene una resolución horizontal de 32 km, misma que el *NARR*.
- d) Para reducir los problemas asociados a las condiciones iniciales del modelo, utilizamos la técnica de relajamiento newtoniano con un coeficiente de ajuste temporal

de 1hr^{-1} durante los primeros 10 días, mismo que se relaja de manera suave durante el resto de la corrida a un valor de 12hr^{-1} .

- e) Usamos el modelo de superficie *NOAH* para mejorar los flujos de calor y agua en la frontera inferior del modelo sobre el continente.

Utilizamos esa metodología para reproducir los 5 monzones más húmedos y los 5 más secos del periodo de estudio (1979–2006) y la validamos haciendo comparaciones con los campos medios correspondientes del *NARR*. Demostramos que el modelo reproduce bien los rasgos más importantes de la etapa inicial del monzón: la intensidad de la baja térmica, la posición del anticiclón de altura, el ciclo diurno de la convección profunda sobre la SMO, la distribución espacial de la precipitación y en mucho menor grado, la circulación superficial hacia el interior del golfo. Ese último es un punto débil de la metodología, pues la circulación superficial media obtenida con el *MM5* tiene una componente fuerte hacia el continente que no se observa en los campos del *NARR*.

Partiendo de la metodología validada, aplicamos un diseño experimental que consiste en agregar un forzamiento idealizado y gradual de $\pm 3^{\circ}\text{C}$ y $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$ a la TSM en todo el dominio. Este forzamiento se aplica al mismo tiempo que se disminuye el valor del coeficiente de ajuste temporal del relajamiento newtoniano, para permitir en el *MM5* una evolución independiente de los campos del *NARR*. Al alterar únicamente la TSM y no la humedad de suelo ni la temperatura superficial continental, los forzamientos positivos (negativos) de la temperatura superficial del mar tienen el efecto de disminuir (incrementar) el CTOC. La hipótesis propuesta sobre la relación dinámica entre el CTOC y la intensidad inicial del monzón implica que, al enfriar (calentar) el océano, la circulación superficial hacia el interior de la zona núcleo del monzón será más intensa (débil), en respuesta a un mayor (menor) gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California.

Los resultados de los experimentos numéricos de sensibilidad a cambios en la TSM indican claramente que la respuesta mecánica de la tropósfera al forzamiento idealizado es consistente con la hipótesis del CTOC y además es muy similar en los monzones secos y húmedos: la disminución (incremento) de la TSM produce una contracción (ensanchamiento) estadísticamente significativa(o) de la tropósfera sobre el Océano Pacífico, al sur del Golfo de

California. Ese centro de acción coincide geográficamente con la región oceánica del CTOC, la cual abarca la mayor parte de la Alberca de Agua Cálida del Pacífico Occidental. Los cambios en el grosor de la tropósfera se vieron reflejados en la superficie por un aumento (disminución) de la presión atmosférica al nivel del mar y en consecuencia también en un aumento (disminución) del gradiente de presión superficial. A su vez, el mayor (menor) gradiente de presión produjo un aumento (disminución) significativo de la componente del flujo de niveles bajos dirigida hacia el Alto Golfo y la zona de la baja térmica.

Sin embargo, las funciones de forzamiento idealizadas aplicadas a la TSM provocaron efectos termodinámicos adicionales a la respuesta mecánica, que limitan los alcances de los experimentos numéricos. Dichos efectos están relacionados por un lado con los procesos compensatorios de condensación y evaporación en los niveles bajos de la tropósfera, que cancelaron la conservación de la cantidad total de vapor de agua presente en el dominio de integración y por el otro con cambios en la estabilidad estática de la capa planetaria y la velocidad vertical de la atmósfera. La hipótesis del CTOC descrita arriba predecía un incremento (decremento) de la precipitación en la zona núcleo del monzón al enfriar (calentar) el océano, pero en las simulaciones numéricas se obtuvieron cambios de precipitación continental muy pequeños con respecto a los patrones de las simulaciones de control sin forzamiento, lo que sugiere que la respuesta termodinámica de la tropósfera al forzamiento idealizado de la TSM canceló el efecto de la respuesta mecánica sobre el continente. Por otro lado, la precipitación aumentó (disminuyó) sobre el centro de acción oceánico del CTOC en respuesta al calentamiento (enfriamiento) diabático.

La ausencia de diferencias significativas en algunas de las variables analizadas (grosor troposférico, Fig. 38; presión al nivel del mar, Fig. 39; balance $P-E$, Fig. 47) al realizar los experimentos de sensibilidad a la TSM puede deberse en parte al uso del relajamiento newtoniano en la metodología de modelación, misma que debió acotar la respuesta del *MM5* al forzamiento impuesto. Aunque la magnitud del coeficiente de ajuste temporal, que determina el peso relativo del relajamiento newtoniano en la evolución de los campos del *MM5*, fue disminuido en las simulaciones numéricas al mismo tiempo que se intensificaba el forzamiento de la TSM, es posible que los términos del relajamiento hayan retenido la influencia suficiente sobre las soluciones del *MM5* para afectar el nivel de significancia de los

resultados numéricos. Esta consideración resalta la importancia de lograr en el futuro una metodología de modelación del MAN que pueda prescindir del relajamiento newtoniano.

Finalmente, los resultados obtenidos en esta tesis se resumen a continuación:

1. La corriente de chorro sobre Golfo de California y región costera continental es la principal fuente de humedad para la zona núcleo durante la etapa inicial del monzón.
2. El contraste térmico océano-continente representa 45% de la variabilidad interanual del MAN ($r=0.66$).
3. Presentamos evidencia que sustenta un mecanismo dinámico que relaciona al contraste térmico océano-continente y la intensidad inicial del MAN: la modulación térmica del gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California y en consecuencia también del transporte de humedad hacia la zona núcleo por la circulación media de niveles bajos (>850 mb) sobre el golfo y las planicies costeras adyacentes.
4. La relación dinámica entre el contrast térmico y la intensidad inicial del monzón es un mecanismo local para la variabilidad interanual del MAN que parece ser independiente del mecanismo de forzamiento remoto por la TSM del Océano Pacífico Tropical previamente reportado en la literatura.
5. Presentamos una metodología de modelación del MAN que reproduce adecuadamente sus rasgos dinámicos y termodinámicos más importantes (intensidad y ubicación de la baja térmica; posición del anticiclón de altura; condiciones termodinámicas necesarias para el desarrollo de convección profunda sobre la SMO; la distribución espacial de la precipitación y las diferencias entre años húmedos y secos).
6. Los resultados del análisis de sensibilidad obtenidos con el modelo *MM5* muestran claramente la capacidad de modulación de la TSM regional sobre el gradiente de presión superficial a lo largo del Golfo de California, y en consecuencia también sobre la circulación de niveles bajos (> 850 mb) hacia el interior de la zona núcleo.
7. Aunque los resultados de precipitación de los experimentos de sensibilidad tienen el signo esperado en la región serrana de la zona núcleo, la respuesta termodinámica de la tropósfera al forzamiento idealizado sobre la zona costera y el centro de acción oceánico, que implica cambios en el contenido de vapor de agua y la estabilidad estática de la capa planetaria, es dominante y de signo contrario a la hipótesis planteada.

Trabajo futuro.

La motivación principal de esta tesis es la contribución al conocimiento del sistema hidrológico del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos. En ese sentido, el trabajo futuro estará encaminado a asimilar los resultados de nuestro trabajo a los esfuerzos por lograr un pronóstico estacional de la precipitación para la zona núcleo del Monzón de América del Norte. Para dicho fin, exploraremos la combinación de modelos estadísticos con un modelo dinámico sencillo que capture los rasgos esenciales de la circulación media asociada al monzón.

Literatura Citada

- Adams, D.K. y A.C. Comrie, 1997, *The North American Monsoon*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78(10): 2197–2213.
- Anderson, B.T., H. Kanamaru y J.O. Roads, 2004, *The summertime atmospheric hydrologic cycle over the Southwestern United States*. J. Climate, 5: 679–692.
- Badan-Dangon, A., C.E. Dorman, M.A. Merrifield y C.D. Winant, 1991, *The lower atmosphere over the Gulf of California*. J. Geophys. Res., 96: 16,877–16,896.
- Barlow, M., S. Nigam y E. Berbery, 1998, *Evolution of the North American Monsoon*. J. Climate, 11: 2238–2257.
- Berbery, E.H., 2001, *Mesoscale Moisture Analysis of the North American Monsoon*. J. Climate, 14: 121–137.
- Berbery, E.H. y M.S. Fox-Rabinovitz, 2003, *Multiscale Diagnosis of the North American Monsoon System Using a Variable-Resolution GCM*. J. Climate, 16: 1929–1947.
- Bordoni, S., P.E. Ciesielski, R.H. Johnson, B.D. McNoldy y B. Stevens, 2004, *The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT*. Geophys. Res. Lett., 31: 101–109.
- Bosilovich, M.G., Y.C. Sud, S.D. Schubert y G.K. Walker, 2003, *Numerical simulation of the large-scale North American monsoon water sources*. J. Geophys. Res., 108(D16): 8614, doi:10.1029/2002JD003095.
- Brenner, I.S., 1974, *A surge of maritime tropical air—Gulf of California to the southwestern United States*. Mon. Wea. Rev., 102: 375–389.
- Bright, D.R. y S.L. Mullen, 2002, *The Sensitivity of the Numerical Simulation of the Southwest Monsoon Boundary Layer to the Choice of PBL Turbulence Parameterization in MM5*. Weather and Forecasting, 17: 99–114.
- Castro, C.L., T.B. Mckee y R.A. Pielke Sr., 2001, *The relationship of the North American Monsoon to tropical and North Pacific sea surface temperatures as revealed by observational analyses*. J. Climate, 14: 4449–4473.

- Castro, C.L., R.A. Pielke Sr., J.O. Adegoke, 2007a, *Investigation of the Summer Climate of the Contiguous United States and Mexico Using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part I: Model Climatology (1950–2002)*. J. Climate, 20: 3844–3865.
- Castro, C.L., R.A. Pielke Sr., J.O. Adegoke, S.D. Schubert y P.J. Pegion, 2007b, *Investigation of the Summer Climate of the Contiguous United States and Mexico Using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part II: Model Climate Variability*. J. Climate, 20: 3866–3887.
- Cavazos, T. y S. Hastenrath, 1990, *Convection and rainfall over México and their modulation by the Southern Oscillation*. Int. J. Climatol., 10: 377–386.
- Cavazos, T., A.C. Comrie y D.M. Liverman, 2002, *Intraseasonal anomalies associated with wet monsoons in SE Arizona*. J. Climate, 15: 2477–2490.
- Cavazos, T., C. Turrent y D.P. Lettenmaier, 2008, *Extreme precipitation trends associated with tropical cyclones in the core of the North American monsoon*. Geophys. Res. Lett., 35: L21703, doi:10.1029/2008GL035832.
- Douglas, A.V. y P. Englehart, 2007, *A Climatological Perspective of Transient Synoptic Features During NAME 2004*. J. Climate, 20: 1947–1954.
- Douglas, M.W., R.A. Maddox, K. Howard y S. Reyes, 1993, *The Mexican monsoon*. J. Climate, 6: 1665–1677.
- Douglas, M.W., 1995, *The summertime low-level jet over the Gulf of California*. Mon. Wea. Rev., 123: 2334–2347.
- Douglas, M.W. y J.C. Leal, 2003, *Summertime surges over the Gulf of California: aspects of their climatology, mean structure, and evolution from radiosonde, NCEP reanalysis, and rainfall data*. Weather and Forecasting, 18: 55–74.
- Englehart, P.J. y A.V. Douglas, 2001, *The role of Eastern North Pacific tropical storms in the rainfall climatology of Western Mexico*. Int. J. Climatol., 21: 1357–1370.
- Fuller, R.D. y D.J. Stensrud, 2000, *The relationship between tropical easterly waves and surges over the Gulf of California during the North American Monsoon*. Mon. Wea. Rev., 128: 2983–2989.

- Gochis, D.J., W.J. Shuttleworth y Z.L. Yang, 2002, *Sensitivity of the modeled North American Monsoon regional climate to convective parameterization*. Mon. Wea. Rev., 130: 1282–1298.
- Gochis, D.J., W.J. Shuttleworth y Z.L. Yang, 2003, *Hydrometeorological response of the modeled North American Monsoon to convective parameterization*. Journal of Hydrometeorology, 4: 235–250.
- Gochis, D.J., A.J. Jimenez, C.J. Watts, J. Garatuza-Payan y W.J. Shuttleworth, 2004, *Analysis of 2002 and 2003 warm-season precipitation from the North American monsoon experiment event rain gauge network*. Mon. Wea. Rev., 112: 2938–2953.
- Grantz, K., B. Rajagopalan, M. Clark y E. Zagona, 2007, *Seasonal Shifts in the North American Monsoon*. J. Climate, 20: 1923–1935.
- Gutzler, D.S., 2004, *An Index of Interannual Precipitation Variability in the Core of the North American Monsoon Region*. J. Climate, 17: 4473–4480.
- Gutzler, D.S., H.-K. Kim, R.W. Higgins, H.-M.H. Juang, M. Kanamitsu, K. Mitchell, K. Mo, P. Pegion, E. Ritchie, J.-K. Schemm, S. Schubert, Y. Song y R. Yang, 2005, *The North American Monsoon Model Assessment Project*. Bull. Amer. Meteor. Soc., October, 1423–1429.
- Hales, J.E. Jr., 1972, *Surges of maritime tropical air northward over the Gulf of California*. Mon. Wea. Rev., 100: 298–306.
- Higgins, R.W. y W. Shi, 2000, *Dominant factors responsible for interannual variability of the summer monsoon in the southwestern United States*. J. Climate, 13: 759–776.
- Higgins, R.W. y W. Shi, 2001, *Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American Monsoon System*. J. Climate, 14: 403–417.
- Higgins, R.W. y colaboradores, 2003, *Progress in Pan American CLIVAR research: The North American Monsoon System*. Atmósfera, 16: 29–65.
- Higgins, R.W., W. Shi y C. Hain, 2004, *Relationships between Gulf of California moisture surges and precipitation in the Southwestern United States*. J. Climate, 17: 2983–2997.

- Holton, J.R., 2004, *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Elsevier Academic Press. Cuarta edición, EUA, 535 pp.
- Hong, S.Y. y H.L. Pan, 1996, *Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model*. *Mon. Wea. Rev.*, 124: 2322–2339.
- Johnson, R.H., P.E. Ciesielski, B.D. McNoldy, P.J. Rogers y R.K. Taft, 2007, *Multiscale variability of the flow during the North American monsoon experiment*. *J. Climate*, 20: 1628–1648.
- Kain, J.S., 2004, *The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update*. *Journal of Applied Meteorology*, 43: 170–181.
- Kawamura, R., Y. Fukuta, H. Ueda, T. Matsuura y S. Iizuka, 2002, *A mechanism of the onset of the Australian summer monsoon*. *J. Geophys. Res.*, 107(D14): 4204, doi:10.1029/2001JD001070.
- Knutson, T.R. y S. Manabe, 1995, *Time-mean response over the tropical Pacific to increased CO₂ in a coupled ocean–atmosphere model*. *J. Climate*, 8: 2181–2199.
- Lang, T.J., D.A. Ahijevych, S.W. Nesbitt, R.E. Carbone, S.A. Rutledge y R. Cifelli, 2007, *Radar-Observed Characteristics of Precipitating Systems during NAME 2004*. *J. Climate*, 20: 1713–1733.
- Lau, K.M. y P.H. Chan, 1986, *Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing long wave radiation*. *Mon. Wea. Rev.*, 114: 1354–1367.
- Li, C. y M. Yanai, 1996, *The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast*. *J. Climate*, 9: 358–375.
- Li, J., X. Gao, R.A. Maddox y S. Sorooshian, 2005, *Sensitivity of North American Monsoon Rainfall to Multisource Sea Surface Temperatures in MM5*. *Mon. Wea. Rev.*, 133: 2922–2939.
- Liebmann, B., H. Hendon y J. Glick, 1994, *The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian Oscillation*. *J. Met. Soc. Japan*, 72: 401–411.

- Liebmann, B., I. Bladé, N.A. Bond, D. Gochis, D. Allured y G.T. Bates, 2008, *Characteristics of North American Summertime Rainfall with Emphasis on the Monsoon*. J. Climate, 21: 1277–1294.
- Livezey, R.E. y W.Y. Chen, 1983, *Statistical Field Significance and its Determination by Monte Carlo Techniques*. Mon. Wea. Rev., 111: 46–59.
- Lo, F. y M.P. Clark, 2002, *Relationships between spring snow mass and summer precipitation in the Southwestern United States associated with the North American Monsoon System*. J. Climate, 15: 1378–1385.
- Nesbitt, S.W., D.J. Gochis, T.J. Lang, 2008, *The Diurnal Cycle of Clouds and Precipitation along the Sierra Madre Occidental Observed during NAME-2004: Implications for Warm Season Precipitation Estimation in Complex Terrain*. J. Hydrometeorol., 9: 728–743.
- Madden, R.A. y P.R. Julian, 1994, *Observations of the 40-50 day tropical oscillation – a review*. Mon. Wea. Rev., 122: 814–837.
- Maloney, E.D. y D.L. Hartmann, 2001, *The Madden–Julian oscillation, Barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part I: Observations*. J. Atmos. Sci., 58: 2545–2558.
- Mesinger, F., y colaboradores, 2006, *North American Regional Reanalysis*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 87: 343–360.
- Mitchell, D.L., D. Ivanova, R. Rabin, T.J. Brown y K. Redmond, 2002, *Gulf of California sea surface temperature and the North American monsoon: Mechanistic implication from observation*. J. Climate, 15: 2261–2281.
- Mo, K.C., M. Chelliah, M.L. Carrera, R.W. Higgins y W. Ebisuzaki, 2005, *Atmospheric moisture transport over the United States and Mexico as evaluated in the NCEP Regional Reanalysis*. J. Hydrometeorol., 6: 710–728.
- Mullen, S.L., J.T. Schmitz y N.O. Rennó, 1998, *Intraseasonal variability of the summer monsoon over southeast Arizona*. Mon. Wea. Rev., 126: 3016–3034.
- Peixoto, J.P. y A.H. Oort, 1992, *Physics of Climate*. American Institute of Physics, 520 pp.

- Ratnam, J.V. y K.K. Kumar, 2005, *Sensitivity of the simulated monsoons of 1987 and 1988 to convective parameterization schemes in MM5*. J. Climate, 18: 2724–2743.
- Reisner, J., R.M. Rasmussen, R.T. Bruintjes, 1998, *Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model*. Q. J. R. Meteorological Society, 124(548): 1071–1107.
- Reynolds, R.W., N.A. Rayner, T.M. Smith, D.C. Stokes y W. Wang, 2002, *An improved in situ and satellite SST analysis for climate*. J. Climate, 15: 1609–1625.
- Rodwell, M.J. y B.J. Hoskins, 2001, *Subtropical anticyclones and summer monsoons*. J. Climate, 14: 3192–3211.
- Rowson, D.R. y S.J. Colucci, 1992, *Synoptic climatology of thermal low-pressure systems over south-western North America*. J. Climatol., 12: 529–545.
- Small, E.E., 2001, *The influence of soil moisture anomalies on variability of the North American monsoon system*. Geophys. Res. Lett., 28(1): 139–142.
- Schmitz, J.T. y S.L. Mullen, 1996, *Water Vapor Transport Associated with the Summertime North American Monsoon as Depicted by ECMWF Analyses*. J. Climate, 9: 1621–1634.
- Seager, R., N. Harnik, Y. Kushnir, W. Robinson y J. Miller, 2003, *Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability*. J. Climate, 16: 2960–2978.
- Stensrud, D.J., R.L. Gall, S.L. Mullen y K.W. Howard, 1995, *Model Climatology of the Mexican Monsoon*. J. Climate, 8: 1775–1794.
- Stensrud, D.J., R.L. Gall, M.K. Nordquist, 1997, *Surges over the Gulf of California during the Mexican Monsoon*. Mon. Wea. Rev., 125: 417–437.
- Tang, M. y E.R. Reiter, 1984, *Plateau monsoons of the Northern Hemisphere: a comparison between North America and Tibet*. Mon. Wea. Rev., 112: 617–637.
- Troen, I. y L. Mahrt, 1986, *A simple model of the atmospheric boundary layer: sensitivity to surface evaporation*. Boundary-Layer Meteorology, 37: 129–148.

- Vera, C., y colaboradores, 2006, *Toward a unified view of the American Monsoon Systems*. J. Climate, 19: 4977–5000.
- Wallace, J.M. y P.V. Hobbs, 1997, *Atmospheric Science: An introductory survey. Chapter 8*. Academic Press. Nueva York, EUA, 467pp.
- Wang, W. y N.L. Seaman, 1997, *A Comparison Study of Convective Parameterization Schemes in a Mesoscale Model*. Mon. Wea. Rev., 125: 252–278.
- Watts, C.J., R.L. Scott, J. Garatuza-Payan, J.C. Rodriguez, J.H. Prueger, W.P. Kustas y M.W. Douglas, 2007, *Changes in Vegetation Conditions and Surface Fluxes during NAME 2004*. J. Climate, 20: 1810–1820.
- Xu, J. y E.E. Small, 2002, *Simulating summertime rainfall variability in the North American monsoon region: The influence of convection and radiation parameterizations*. J. Geophys. Res., 107(D23): 4727, doi: 10.1029/2001JD002047.
- Xu, J., W.J. Shuttleworth, X. Gao, S. Sorooshian, E.E. Small, 2004a: *Soil moisture–precipitation feedback on the North American monsoon system in the MM5-OSU model*. Q. J. R. Meteorological Society, 130: 2873–2890.
- Xu, J., X. Gao, J. Shuttleworth, S. Sorooshian, E. Small, 2004b: *Model Climatology of the North American Monsoon Onset Period during 1980–2001*. J. Climate, 17: 3892–3906.
- Zehnder, J. A., 2004, *Dynamic mechanisms of the gulf surge*. J. Geophys. Res., 109: D10107, doi:10.1029/2004JD004616.
- Zhu, C., D.P. Lettenmaier y T. Cavazos, 2005, *Role of antecedent land surface conditions on monsoon rainfall variability*. J. Climate, 18: 2824–2841.
- Zhu, C. y D.P. Lettenmaier, 2007, *Long-Term Climate and Derived Surface Hydrology and Energy Flux Data for Mexico: 1925–2004*. J. Climate, 20: 1936–1946.
- Zhu, C., T. Cavazos y D.P. Lettenmaier, 2007, *Role of Antecedent Land Surface Conditions in Warm Season Precipitation over Northwestern Mexico*. J. Climate, 20: 1774–1791.